

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

7^e SÉRIE, TOME III

N^o 6

P. 545-628

Périodique bimestriel publié avec le concours du Centre national de la recherche scientifique

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ

28, rue Serpente, 6^e

1961

SEPTEMBRE 1962

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Etablissement d'Utilité publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

Extraits des Statuts.

(Conditions d'admission.)

ARTICLE I. — L'Association dite « Société géologique de France », fondée le 17 mars 1830, a pour objet de concourir à l'avancement de la Géologie en général, et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

La durée de la Société est illimitée. Elle a son siège social à Paris.

ARTICLE II. — La Société contribue aux progrès de la Géologie par des débats, des publications et par des encouragements (Prix et Fondations).

La Société tient ses séances ordinaires à Paris; en outre, elle peut tenir une ou plusieurs séances extraordinaires dans une région ou sur un sujet qui aura été préalablement déterminé par le Conseil.

La Société publie : un *Compte rendu sommaire des Séances* et un *Bulletin* distribués gratuitement aux membres; des *Mémoires* qui ne sont pas distribués gratuitement aux membres.

La Société forme une Bibliothèque.

ARTICLE III. — Le nombre des membres de la Société est illimité; les Français et les Étrangers peuvent en faire partie. Il n'existe pas de différences entre les membres.

Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre dans la séance suivante.

Extraits du Règlement.

(Publications.)

N° 12. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés en séance.

N° 13. — L'insertion dans les publications de la Société des travaux présentés par les membres, ou éventuellement par des auteurs étrangers à la Société, est toujours subordonnée à l'avis de la Commission compétente.

N° 14. — Les manuscrits des communications déposés au Secrétariat et non encore publiés ne peuvent être communiqués ou remis, en dehors des membres des Commissions compétentes et des rapporteurs, qu'à leurs auteurs ou aux personnes qu'ils auront autorisées par écrit à en prendre connaissance.

N° 15. — La langue française est seule admise dans les publications de la Société.

N° 17. — L'ensemble des notes par année, d'un même auteur, comptées du 1^{er} avril au 31 mars suivant, ne peut dépasser le total de 16 pages¹, la planche photographique équivalant à 4 pages de texte. Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

1. A la suite du changement de format et de la reproduction de photographies en simili-gravure dans le texte, le Conseil (séance du 2 février 1959) a établi l'équivalence pour le total des notes de chaque auteur à 10 pages du nouveau format; 1 planche en phototypie équivaut à 4 pages de texte; 1 page de simili à 2 pages de texte; les figures en simili, intercalées dans le texte, à 3 fois leur surface.

Avantages accordés aux membres.

Les membres de la Société reçoivent gratuitement le *Compte rendu sommaire des Séances* et le *Bulletin* (statuts, II).

Ils peuvent acheter à la Société : avec une remise de 25 %, les *Comptes rendus sommaires*, les *Bulletins*, la *Bibliographie*; avec une remise de 20 %, les *Mémoires* de Géologie, de Paléontologie et ceux de la Nouvelle série par mémoires séparés.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile de la Bibliothèque (sauf les cartes, les traités, les ouvrages rares ou nouvellement présentés).

Cotisation 1962 : 35 NF. Étranger : 40 NF.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.

Chèques postaux : Paris 173-72. Téléphone : Dan. 90-61.

Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile

par André CAIRE*.

Sommaire. — Les connaissances actuelles permettent de proposer des interprétations variées. Deux de ces interprétations sont étudiées : ultra-nappisme et charriages réduits.

I. Introduction.

Les travaux récents¹ ont montré que certaines zones paléogéographiques et structurales d'Afrique du Nord se prolongent en Sicile et en Calabre méridionale. Il reste à savoir si ces divers territoires ont subi la même évolution tectonique ou, du moins, jusqu'où vont les analogies dans le domaine de la tectogenèse. En particulier, il faut essayer d'appliquer au territoire calabro-sicilien les schémas rétrotectoniques proposés, au cours des dernières années, en Algérie et au Maroc. Dans cette démarche, je considérerai surtout le Nord-Est sicilien, qui présente les plus nettes analogies avec l'Afrique du Nord (v. fig. 1).

En Sicile, une question très controversée concerne les nappes, dont certains auteurs discutent jusqu'à l'existence. Or, on admet communément l'existence de grandes nappes de glissement en Afrique du Nord. Certaines de ces nappes se sont déplacées sur de longues distances. On peut considérer ainsi que la nappe C [Caire, 1951], la plus interne, s'est décollée la première [Caire, 1957 a, p. 738-742] et a parcouru le plus long chemin. Le Numidien qui entre dans sa constitution passe latéralement à la série de Medjana du Tell méridional [Caire, 1957 a, p. 416-423], à la série grésomiacée du Tell septentrional [Durand Delga, 1961], à la série des Beni Ider au Maroc [Durand Delga et Mattauer, 1959 a ; Mattauer, 1961]. D'après ces auteurs, le Numidien correspondrait au faciès le plus interne. On sait de plus que les dragées de quartz du Numidien se sont sédimentées au voisinage d'un « continent perdu », terre désertique où jouait le vent [Caire, 1957 a, p. 428-430]. Dans la séduisante hypothèse des flyschs *ultra* [Durand Delga, 1955, p. 506 ; 1956, p. 319-320] étendue à la Sicile [Durand Delga, 1960,

1961 a, b], le Numidien se serait déposé près du bord septentrional du sillon ultra [Durand Delga, 1961 b ; Mattauer, 1961]. La largeur de ce sillon étant évaluée à une centaine de kilomètres [Durand Delga, 1960], il en résulte que certains massifs numidiens du Tell algérien méridional auraient parcouru environ 200 km.

Pour expliquer le déplacement des nappes plastiques en Algérie, divers processus ont été envisagés (v. Caire [1957 a, p. 733-742]). En particulier, j'ai fait intervenir, à la suite de L. Glangeaud [1951, 1952 a, b], une onde de déformation se déplaçant du Nord au Sud (v. Caire [1957 a, p. 735 et pl. VI]). L'hypothèse d'une onde ou d'une intumescence se développant de l'intérieur vers l'extérieur a été, depuis longtemps, appliquée aux Alpes et à l'Apennin (historique *in* Caire [1957 a, p. 735-736]) et a été utilisée par J. Aubouin [1957, 1961] pour les Hellénides. Dans certaines chaînes alpines, on peut facilement suivre la progression d'une telle « onde », grâce à l'analyse stratigraphique des régions successivement atteintes. Par contre, en Afrique du Nord, tous les grands phénomènes tangentiels se sont déroulés, aussi bien dans le Tell septentrional que dans le Tell méridional, au Miocène inférieur² [Caire, 1954]. Ce Miocène inférieur ne pouvant être subdivisé par les fossiles, on ne peut

* Note présentée à la séance du 4 décembre 1961.

1. On trouvera un historique et une bibliographie détaillée dans A. CAIRE, L. GLANGEAUD et Cl. GRANDJACQUET [1960].

2. J'ai toujours pris soin de parler de « Miocène inférieur des micropaléontologistes » (v. Caire [1957 a, p. 768]). S'il s'avère un jour que ce Miocène monte plus haut que le Burdigalien, on saura qu'une partie des nappes algériennes s'est mise en place à l'Helvétien (ou même peut-être plus haut dans l'échelle classique).



FIG. 1. — La Sicile dans son cadre méditerranéen.

Carte tectonique d'après les travaux de A. CAIRE, G. CASTANY, L. GLANGEAUD, C. GRANDJACQUET et la Carte géologique d'Italie au 1 000 000^e.

1 : autochtone de l'Apennin méridional ; 2 : allochtone de l'Apennin méridional et de Calabre septentrionale ; 3 : socle de la Sila, de l'Aspromonte et des monts Péloritains ; 4 : allochtone calabro-sicilien et zone du Nefza (à gauche, nappe de Palerme ; à droite, nappes plastiques) ; 5 : Atlas tunisien et monts Sicani ; 6 : domaines épicontinentaux : Sahara et plateau de Raguse ; 7 : ovale méditerranéen du détroit de Sicile ; 8 : vulcanites ; 9 : zones de Sangineto et de Catanzaro (v. Caire,

Glangeaud et Grandjacquet [1960]) ; 10 : failles ; 11 : chevauchements et charriages ; 12 : principaux anticlinaux ; 13 : principaux synclinaux ; 14 : zones de flexure bordant les fosses postorogéniques ; 15 : flexures secondaires ; 16 : limites des fossés d'effondrement tunisiens et des dépôts pliocènes de Sicile et de Calabre.

Les limites sont très schématisées.

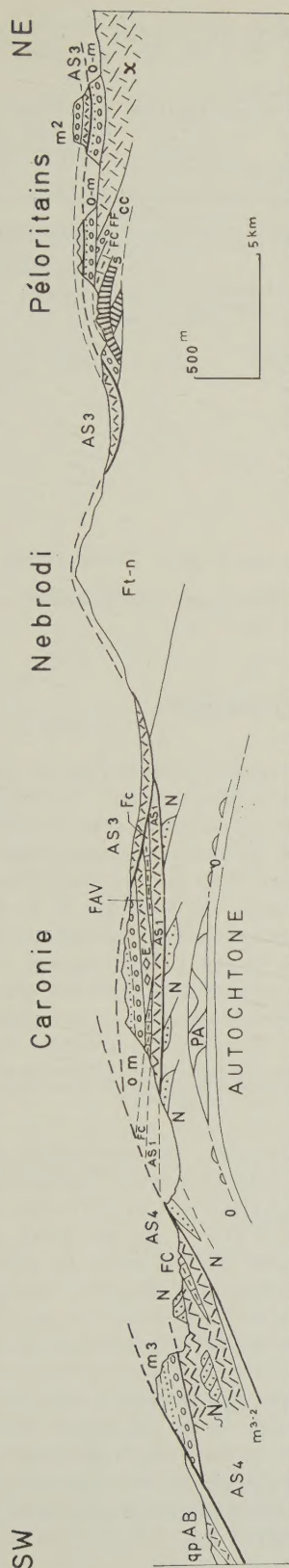


Fig. 2. — Coupe synthétique passant par la partie occidentale des monts Péloritains et la Caronie centrale (d'après les travaux de L. OGNIBEN [1960]).

De droite à gauche : X : socle péloritain ; o-m : Oligo-Miocène ; AS 3 : « argille scagliose » des Péloritains ; m² : Helvétien transgressif sur les AS 3 ; CC : chaîne calcaire (F.F. : formation de Frazzano ; FC : formation calcschisteuse de Militello ; S : Secondaire) ; Ft-n : flysch tithonique-néocomien ; AS 3 : « argille scagliose » remaniées ; O : Oligocène numidien ; PA : Panormide ; N : grès numidiens ; AS 1 : « argille scagliose » de la nappe de Troina ; FC : formation calcschisteuse de Polizzi ; FAV : fausses argiles varicolores avec esquilles E ; o-m : Oligo-Miocène de Reitano ; m³⁻² : Miocène de Tavernola et Garbata ; AS 4 : « argille scagliose » tardives ; FC : formations calcschisteuses de Polizzi ; N : lambeaux de Numidien ; m³ : Tortonien ; AB : « argille brecciate » ; qp : Plio-Quaternaire.

dater les uns par rapport aux autres les divers stades de décollement et de glissement des nappes. Aussi pourrait-on [Mattaue, 1958, p. 516-517] expliquer la mise en place des nappes B et C par le jeu d'une flexure se déplaçant du Nord au Sud, ou, tout aussi bien, par le jeu d'une flexure se déplaçant du Sud au Nord.

D'autre part, il ne faut envisager une « onde » (ou ride, ou intumescence, ou flexure) de déformation qu'en ce qui concerne les principaux mouvements tangentiels (écaillages et glissements). En Algérie, des dislocations, parfois intenses, ont affecté divers domaines avant ou après le Miocène inférieur. Je citerai seulement la phase éocène supérieur-oligocène des domaines présaharien et kabyle, les phases tithonique et anté-sénonienne des Babors (zone intermédiaire). La dernière de ces phases s'est traduite par des plis et écaillages importants, et par le dépôt de conglomérats sénoniens remaniant jusqu'au Lias et au Trias.

Ces dislocations affectaient les Babors — zone relativement externe — alors que le sillon des flyschs ne subissait aucun dérangement décelable. Si l'on admet que les mouvements crétacés ne concernent que la zone la plus interne des diverses chaînes alpines [Aubouin, 1961], on doit considérer les Babors comme une zone interne. Dans ce cas, le sillon du flysch appartiendrait à un autre système orogénique que le sillon tellien. Il n'a jamais été question, jusqu'à présent, d'une telle hypothèse.

Pour en revenir à la Sicile, on peut établir, grâce aux publications récentes des auteurs italiens [Accordi, 1957, 1958 ; Jacobacci et Martelli, 1957 ; Ogniben, 1960], une coupe schématique (fig. 2) passant par la partie occidentale des monts Péloritains³, les monts Nebrodi, la partie centrale de la Caronie, et tenant compte des faits observés en Madonie. En simplifiant cette coupe et en augmentant l'échelle des hauteurs, on obtient la figure 3, sur laquelle sont portés les noms de lieu servant à Ogniben [1960] pour désigner les formations du Nord-Est sicilien. Sur la figure 3, ces noms sont suivis d'un symbole stratigraphique indiquant l'âge des formations.

A partir de ce dernier document, on peut établir des coupes rétrotectoniques. Pour ce faire, il faut nécessairement choisir entre diverses hypothèses. C'est pour mieux orienter la discussion que j'exposerai, tout d'abord, une interprétation ultra-nappiste. Un certain nombre de remarques prendront place dans cet exposé.

3. Nous laissons ainsi de côté la nappe, fort discutée, de l'Aspromonte.

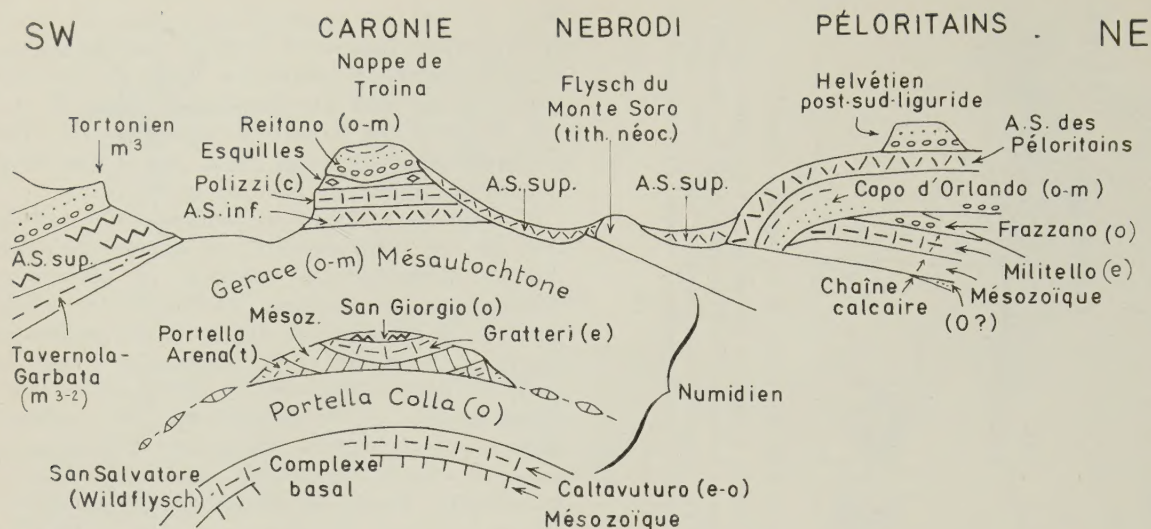


FIG. 3. — Coupe reprenant la fig. 2 et donnant les noms des formations géologiques adoptés par L. Ogniben [1960].

t : Trias ; e : Éocène ; o : Oligocène ; o-m : Oligo-Miocène ; m³, m³⁻¹, m³⁻² : Miocène supérieur ; A. S. : « argille scagliose ». Cette coupe est commentée dans le texte.

II. Interprétation ultra-nappiste du Nord-Est sicilien.

Dans le cadre des hypothèses « ultra », on peut concevoir une évolution (fig. 4) comprenant les étapes suivantes :

1) Au SECONDAIRE (fig. 4 a, analogue à la coupe de Mattauer [1961]), les formations sédimentaires sont représentées, du Nord au Sud, par :

a) Les dépôts du type panormide avec la formation calcaréo-marneuse de Portella Arena (Trias supérieur) et la série jurassico-crétacée calcaréo-dolomitique ;

b) Les flyschs, bien développés dans la partie médiane du sillon ultra : Tithonique-Néocomien du Monte Soro, Albo-Aptien (mal caractérisé), Crétacé supérieur avec Cénomano-Turonien à phtanites et couches à Poissons, Sénonien à microbrèches ;

c) La série de l'actuelle chaîne calcaire (CC) représentée sous l'inscription « Péloritains ». Sur des schistes phylliteux vient un Mésozoïque essentiellement calcaire, où l'on peut distinguer deux zones de faciès ;

d) La série, beaucoup plus méridionale, du complexe basal (Madonie) avec un Secondaire calcaréo-dolomitico-siliceux.

Les passages latéraux et les éventuelles séries intermédiaires entre ces formations ne sont pas connus.

2. A l'ÉOCÈNE (essentiellement Éocène moyen-supérieur, l'Éocène inférieur étant toutefois caractérisé), les séries précédentes sont recouvertes par des formations nommées calcschisteuses par Ogniben. Ce sont, du Nord au Sud, les formations de Gratteri, de Polizzi, de Militello et de Caltavuturo. On ne sait ce qui s'est déposé sous le Numidien : la formation éocène primitivement liée au Numidien — en supposant qu'elle ait existé et qu'elle ait été « calcschisteuse » — est peut-être restée « en arrière » dans le sillon ultra. Par ailleurs, le dépôt calcschisteux de Caltavuturo s'est prolongé au début de l'Oligocène.

3. A l'OLIGO-MIOCÈNE se produisent divers phénomènes, peut-être en partie contemporains, mais que je distinguerai dans un but didactique. Je rappelle tout d'abord qu'on peut parler d'Oligo-Miocène pour une période et pour des dépôts d'âge essentiellement langhien, mais comprenant — au moins localement — de l'Oligocène à leur base et de l'Helvétien dans leur partie supérieure.

a) Dépôt, localisé, d'Oligocène « basal » ;

b) Soulèvement des deux bordures du sillon ultra et glissement : α) du Panormide dans le Numidien, β) de la future chaîne calcaire vers le Sud (v. fig. 4 b). Les dénudations provoquées par ce phénomène permettent le

- c) Dépôt d'Oligocène et de Miocène détritiques ;
 d) Glissement des grandes nappes vers le Sud.

Revenons, avec plus de détails, sur ces quatre points.

Les premiers dépôts de l'Oligocène peuvent être décelés (fig. 4 b) :

— sur le Panormide : conglomérats de San Giorgio ;

— sur la chaîne calcaire : formation de Fraz-

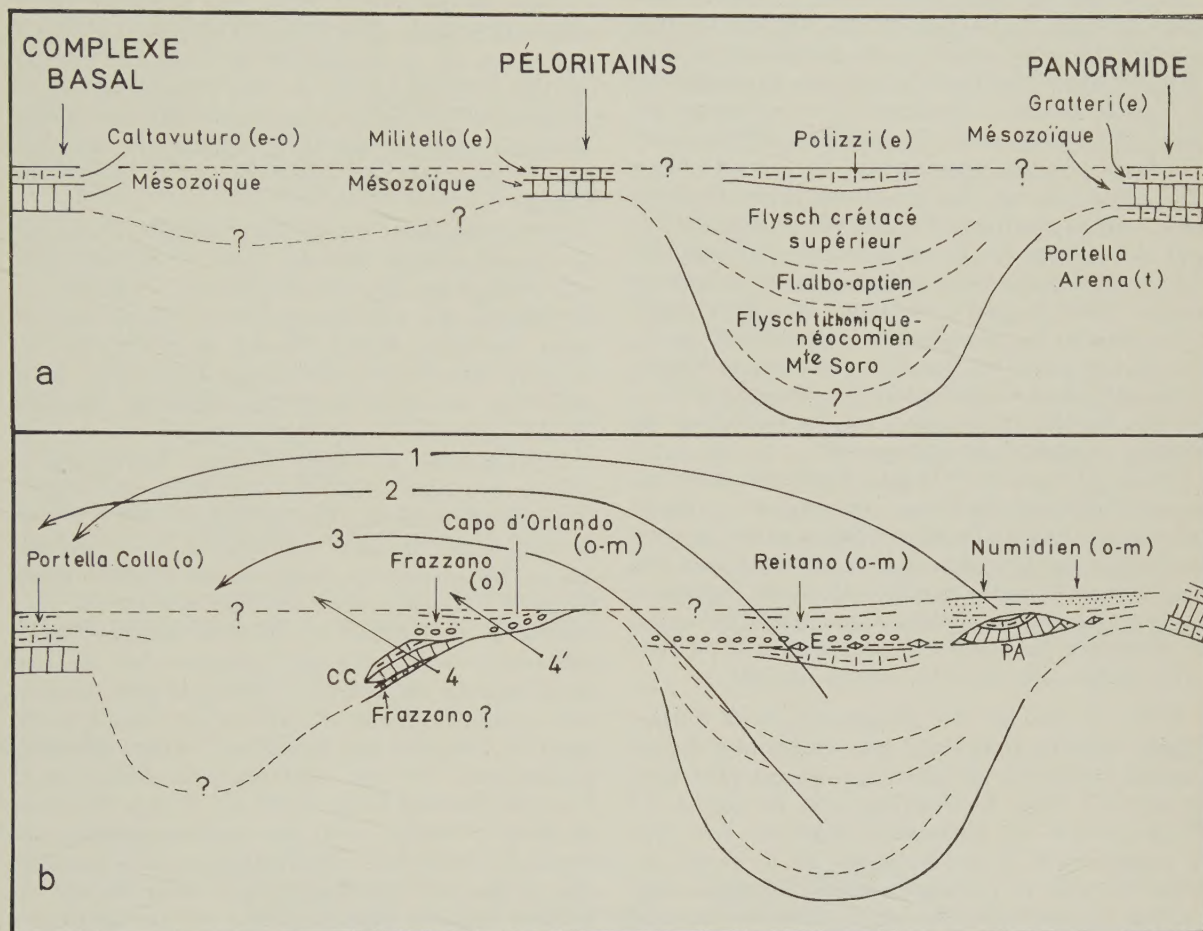


FIG. 4. — Stades d'évolution du Nord-Est sicilien dans le cas d'une interprétation ultra-nappiste.

a : état à la fin de l'Éocène ; b : état à la fin de l'Oligo-Miocène. Les flèches indiquent le sens, l'ampleur du déplacement et le mode de superposition des nappes ; 1 à 4 : étapes successives des charriages.

t : Trias ; e : Éocène ; o : Oligocène ; o-m : Oligo-Miocène ; E : esquilles ; CC : chaîne calcaire.

Cette évolution aboutit au stade (actuel) de la fig. 3. Elle est commentée dans le texte.

zano⁴. Ces deux formations détritiques s'expliquent par un début de soulèvement des marges du sillon. Le glissement de la chaîne calcaire est peut-être, dans sa première phase, postérieur à l'Oligocène de Frazzano et antérieur à la plus grande partie de la formation de Capo d'Orlando ;
 — dans la partie médiane du sillon : partie supérieure de la formation calcschisteuse de Po-

lizzi (v. ci-dessous) et, peut-être, base de la formation de Reitano, dont les conglomérats ont pu être alimentés par la bordure méridionale, soulevée, du sillon ;

— dans le complexe basal : partie supérieure

4. Et sur le socle cristallin voir fig. 3 et 4, symboles : O ? et Frazzano ? de même que la note de R. Truillet [1961].

de la formation calcschisteuse de Caltavuturo (v. ci-dessus) et, peut-être, partie inférieure de la formation de Portella Colla. La partie supérieure de cette dernière formation a pu se déposer pendant le long glissement de la nappe numidienne.

En ce qui concerne le *Pano:mide*, on peut imaginer le dépôt des conglomérats de San Giorgio pendant le soulèvement et le glissement à l'air libre, ou après l'arrivée du lambeau principal sur le fond de la mer. L'étude de ce conglomérat est donc très intéressante. Le lambeau principal est d'ailleurs précédé, accompagné ou suivi de blocs plus petits. L'une de ces nuées, bien étudiées par Ogniben, forme le Wildflysch de San Salvatore. Des débris de Panormide, ou d'un équivalent méridional « sud-panormide », ont pu glisser jusque dans la partie médiane du sillon ultra, pour donner les esquilles calcaires E des fig. 2, 3 et 4. Ces esquilles⁵ se situent entre les formations de Polizzi et de Reitano (v. Accordi [1957]), ce qui tendrait à montrer que la formation de Polizzi comprend de l'Oligocène.

Ainsi, l'Oligocène « basal » existerait sous un faciès calcschisteux dans les régions, encore calmes, des dépôts Polizzi et Caltavuturo, et sous un faciès détritique dans les régions soulevées des dépôts San Giorgio, San Salvatore et Frazzano. Les premiers conglomérats, type Capo d'Orlando, et, peut-être, les conglomérats de base, type Reitano, dateraient de cette même période.

Pour ce qui est du glissement de la future chaîne calcaire, il ne s'agit que du premier déplacement tangentiel de lames qui seront plus tard impliquées dans le charriage sur la nappe du flysch créacé. Le glissement oligocène doit être la conséquence du soulèvement de la partie interne du socle péloritano-calabrais. Comme nous l'avons vu, ce socle, au fur et à mesure de son soulèvement et de sa dénudation, a fourni des éléments aux conglomérats des formations de Frazzano, de Capo d'Orlando et de Reitano. Ces conglomérats (et donc les couches qui leur succèdent) ne sont donc pas tous de même âge. Il semblerait, en particulier, que la formation de Frazzano soit strictement oligocène. Certains conglomérats de la formation de Capo d'Orlando — en principe les plus externes — seraient aussi oligocènes, mais d'autres — en principe les plus internes — pourraient être miocènes. On comprendrait ainsi pourquoi l'Oligo-Miocène comprend ou non, suivant les points, de l'Oligocène. Et un raisonnement analogue pourrait faire comprendre pourquoi l'Oligo-Miocène monte parfois — ne serait-ce pas dans les régions les plus externes ? — dans le Miocène moyen.

J'ai essayé de faire apparaître, sur la fig. 4, que la formation de Frazzano était liée au socle et à la chaîne calcaire, et transportée avec celle-ci, et que les lames de la chaîne calcaire étaient, après leur glissement, recouvertes en transgression par de nouvelles couches oligo-miocènes. Ces couches ne sont autre chose que la partie supérieure de la série type Capo d'Orlando. La partie supérieure de la formation de Capo d'Orlando est donc transgressive sur les structures oligocènes, dans la région de la chaîne calcaire. Dans certaines régions, elle sera transportée presque passivement lors du charriage sur la nappe du flysch.

Si ce charriage devait être considéré comme un sous-charriage vers le Nord, il apparaîtrait que l'Oligo-Miocène des Péloritains internes et de Calabre n'a subi aucune dislocation tangentielle. Cet Oligo-Miocène aurait donc tous les caractères d'un dépôt post-orogénique (c'est bien ainsi que le considèrent Jacobacci et Martelli [1957]). Ce serait donc une molasse.

L'expression d'« Oligo-Miocène molassique », employée récemment [Caire et Mattauer, 1960], a été critiquée par M. Durand Delga [1961 b, c]. Je ne puis entrer ici dans une discussion approfondie sur les caractères respectifs des flyschs et des molasses, et me contenterai des remarques suivantes. Si l'on prend le terme de molasse dans son sens primitif, il s'agit, comme vient encore de le rappeler R. Trümpy [1960], de grès tendres avec ciment argileux et calcaire, et c'est exactement ce caractère qui distingue l'« Oligo-Miocène molassique » de son contemporain numidien⁶. Pour M. Durand Delga [1961 c], l'Oligo-Miocène de Sicile présente « tous les caractères des vrais flyschs », caractères « déterminants » sans lesquels « la distinction pétrographique entre flysch et molasse devient inintelligible », et qui seraient : la rythmicité de sédiments alternativement grossiers et fins, les phénomènes de résédimentation, les figures de base des bancs, le granoclassement. Je sais que tous ces caractères appartiennent au Miocène du sillon sud-tellien, véritable avant-fosse d'âge et de position analogue à l'avant-fosse molassique des Alpes. Comme l'avant-fosse alpine, le sillon sud-tellien a reçu des nappes, et sa partie interne a été affectée de dislocations obliques (v. Caire [1957 a, b]).

5. Ces esquilles sont associées à des conglomérats analogues à ceux de San Giorgio et liées à des argiles bigarrées (fausses argiles varicolores) qui peuvent être héritées du Toarcien, de l'Éocène et d'autres couches panormides ou sud-panormides.

6. Encore certains auteurs italiens parlent-ils de molasse à propos de certains grès numidiens (v. Accordi [1957] ; Campisi, 1957, *Bol. Serv. geol. Ital.*, vol. 79, p. 918).

Des microfaunes très pauvres, surtout composées d'Arénacés, seraient aussi un des caractères déterminants des vrais flyschs [Durand Delga, 1961 c]. Or, des couches oligocènes transgressives sur les micaschistes péloritains, et appartenant donc à notre Oligo-Miocène, ont fourni à Jacobacci et Martelli des Lithotamniées, Bryozoaires et restes d'Échinides, quelques Lépidocyclines, Operculines et *Spiroclypeus*.

En ce qui concerne l'« Oligo-Miocène molassique » de Reitano, dont les bancs granoclassés montrent des figures de base très remarquables, Ogniben [1960] signale des Arénacés et quelques Globigérines de l'Oligocène, puis, dans le Miocène, une microfaune caractérisée par *Orbulina universa*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides sacculifer*, *G. dinapolii*, *Globoquadrina altispira*, *Globorotalia scitula ventriosa*. Je rappelle que la formation de Reitano est, de l'aveu même de Durand Delga, l'homologue de la formation des Beni Ider, qu'il nomme flysch. N'ayant pas plus observé l'« Oligocène des Beni Ider » que Durand Delga n'a vu l'« Oligo-Miocène molassique » de Sicile, je ne dirai pas si le Beni Ider a un aspect de flysch ou de molasse, ni s'il est oligocène ou oligo-miocène. Mattauer [1961], pour sa part, le nomme molasse.

D'autre part, Durand Delga tire argument du fait que la molasse alpine est située à l'extérieur

de la chaîne et que l'« Oligo-Miocène » sicilien est sur l'axe de la chaîne. Il existe cependant des bassins miocènes intra-alpins (Suess) : bassin de Vienne ; sillon méso-hellénique d'Aubouin.

Sans doute pourrait-on dire, pour arranger tout le monde, que l'« Oligo-Miocène » sicilien, comme l'« Oligocène kabyle » d'Algérie, est une formation synorogénique. Malheureusement, certains auteurs, comme Bersier [1948, p. 84], pensent que la molasse péri-alpine est une formation *synorogénique*.

Avant d'aller plus loin, je crois utile de dire quelques mots des ressemblances entre les Péloritains, les Kabylies et le Rif. La chaîne calcaire du Djurdjura est formée de plusieurs unités dont les séries stratigraphiques sont différentes et qui ont donc été rapprochées tectoniquement [Flandrin, 1952]. On admettait jusqu'ici que cette chaîne était restée solidaire du socle métamorphique, parce que le Trias djurdjuréen n'était pas assez plastique pour permettre un décollement. Or, ce socle ne montre, dans le Djurdjura et au voisinage de la chaîne, que des schistes satinés très plissotés [Thiébaud, 1951]. Les bandes calcaires de cette chaîne ont donc bien pu, comme en Sicile [Caire, 1960], glisser sur une semelle de schistes métamorphiques. D'après les coupes de Flandrin [1952], ce glissement aurait été accompagné localement de renversement (voir en par-

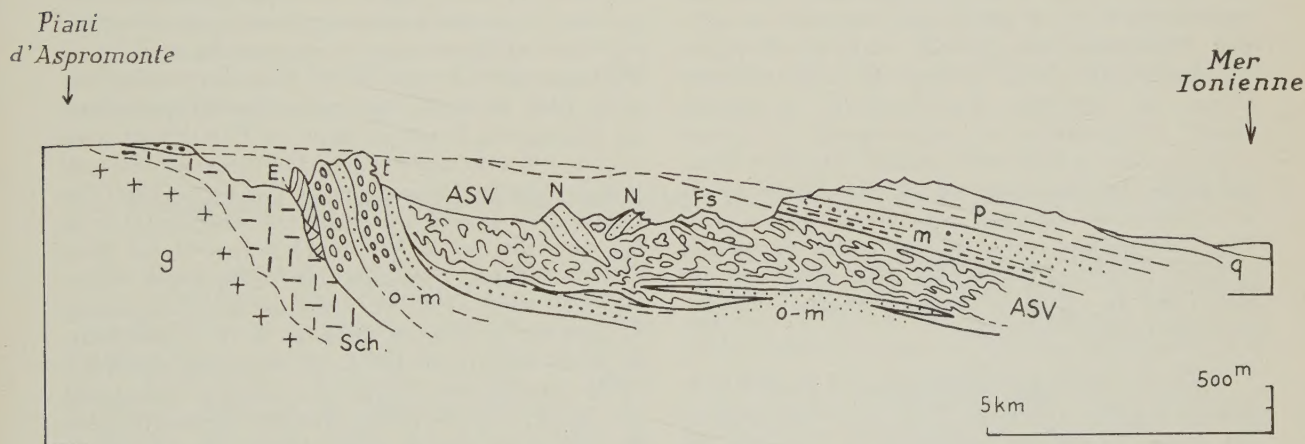


FIG. 5. — Coupe synthétique de la Calabre ultérieure, d'après PATA [1955] et les travaux de A. CAIRE et M. MATTAUER [1960] et CAIRE [1961].

De droite à gauche : q : Quaternaire ; p : Pliocène ; m : Miocène postérieur aux ASV ; FS : flysch sénien ; N : grès numidien ; ASV : « argille scagliose varicolori » avec blocs exotiques ; t : taffoni ; o-m : Oligo-Miocène ; E : écailles calcaires ; Sch : schistes métamorphiques plastiques ; g : gneiss et granites. Cette coupe fait abstraction des failles récentes. Elle montre l'identité du plan structural de la Calabre ultérieure et des monts Péloritains. Les schistes Sch se sont déplacés par rap-

port au socle g dont ils sont mécaniquement indépendants. Leur partie supérieure constitue la semelle des écailles E, assimilables à des écailles péloritaines internes. Tous les terrains précédents ont été recouverts en discordance par l'Oligo-Miocène, sur lequel reposent des ASV identiques à celles de la Sicile. Des surfaces d'érosion se sont élaborées durant le Mio-Plio-Quaternaire. L'une d'entre elles détermine les « piani » d'Aspromonte.

ticulier la coupe III, avec Lias renversé et recouvert transgressivement par l'Oligocène), et ce glissement aurait eu lieu avant le dépôt de l'Oligocène kabyle (cf. fig. 5).

Au Maroc, dans la Dorsale calcaire du Rif [Mattauer, 1960], la plupart des unités ont été charriées après le dépôt d'une formation oligocène. Il peut s'agir, ici encore, du résultat de décollements et de glissements. La Dorsale calcaire serait ainsi très semblable à la chaîne calcaire sicilienne. Dans le Djurdjura, le glissement serait peut-être plus précoce, mais, dans tous les cas, ce glissement pourrait être dû à un soulèvement et aurait provoqué une dénudation dans la partie interne du « bourrelet rifo-kabylo-péloritano-calabrais » (cf. fig. 5).

Dans l'hypothèse du sillon ultra, ce soulèvement aurait, au moins en Sicile, précédé l'émergence du sillon. L'onde tectogénique serait-elle donc en défaut ? Ou faut-il penser que la chaîne calcaire provient du bord interne du sillon ultra ? Il est peut-être plus raisonnable de penser que la mobilisation du socle rigide est très rapide. Elle intéresserait, à peu près simultanément, les deux bords du sillon. On pourrait dire — mais ce ne sont que des mots — que le phénomène tectogénique profond est créateur d'ondes : une onde se propagerait rapidement dans le socle rigide, et une autre onde se déplacerait ensuite, plus lentement, affectant le matériel plastique. On pourrait même prétendre, en Sicile comme en Algérie, qu'il n'y a pas d'onde du tout. Il suffirait d'imaginer une poussée oblique, d'origine profonde, intéressant le sillon et, à un moindre degré, ses bordures. Les bordures enregistreraient, les premières, ce soulèvement (de même que les rides enregistrent, mieux que les sillons, les effets de transgressions et régressions). Puis le contenu du sillon se répandrait sur l'avant-pays, entraînant sous sa masse des nappes et écaillés externes. Enfin, les deux bordures du sillon (ou du moins la bordure externe) chevaucheraient vers l'extérieur.

Après avoir étudié les bordures, il reste à considérer le sillon lui-même. Pour la partie médiane du sillon, j'ajouterai seulement, à ce qui a été dit plus haut, que la formation de Reitano monte jusque dans l'Helvétien. Quant au Numidien, on pourrait penser, à titre de nouvelle hypothèse, que ses grès à dragées ont été alimentés par le socle, mis à nu, du Panormide. Cependant, il ne semble y avoir commune mesure entre la surface du Panormide charrié et la surface de socle nécessaire pour produire les kilomètres cubes de grès numidien. Je ne reprendrai pas la discus-

sion de ce problème, déjà envisagé *in* Caire, Glangeaud et Grandjacquet [1960].

Le glissement des grandes nappes vers le Sud (cf. *d.*, p. 549) mérite lui aussi quelques remarques. La nappe numidienne a pu se décoller à un niveau proche de la base de l'intercalation panormide. On comprendrait ainsi le rabotage basal du plus grand des lambeaux panormides, rabotage probable au vu de la carte d'Ogniben [1960]. D'autre part, la nappe numidienne a dû fournir une partie de sa substance aux argiles varicolores (A. V.) ou argiles écaillées (« argille scagliose » A. S.), particulièrement aux A. S. des Péloritains (fig. 3).

Une partie de ces A. S. des Péloritains peut correspondre :

— soit à une fraction des semelles des nappes ultra. Dans ce cas, on pourrait s'attendre à voir des débris de Panormide sur l'Oligo-Miocène de Capo d'Orlando ; mais il faut remarquer que les affleurements de Panormide (Madonie) ne sont pas au S, mais au SW des monts Péloritains : il n'y a donc peut-être pas de Panormide enfoui au S de ces monts⁷. La nappe numidienne — si nappe il y a — ne montre pas de semelle en Madonie. Par conséquent, elle n'en possédait peut-être pas lors de son passage sur les Péloritains ;

— soit à un remaniement « sédimentaire » des flyschs soulevés dans la partie sud du sillon (fig. 4 *b*), et des nappes. La nappe numidienne a pu être ainsi remaniée avant ou après son passage sur les Péloritains. L'absence de semelle en Madonie, dont il vient d'être question, rend d'ailleurs plus probable un remaniement *postérieur* au passage de la nappe dans les Péloritains. Des arguments sont donnés par Jacobacci et Martelli [1957] dans les Péloritains, et par Pata [1955] en Calabre, en faveur du caractère sédimentaire de la formation des A. V. : couches varicolores dans l'Oligo-Miocène, passage stratigraphique entre Oligo-Miocène et A. V., présence de lits continus de grès ou de brèches dans les A. V. Cependant, la *partie supérieure* des A. V. peut être une véritable semelle tectonique. Le passage progressif des A. V. à l'Helvétien qui les surmonte peut être dû à un simple remaniement des A. V. et non à une continuité de sédimentation. En Algérie, le « troisième faciès » du Sénonien de Beni Ider [Durand Delga, 1961 a, p. 65], repéré en de nombreux secteurs du littoral kabyle, semble analogue à certaines A. V. de Sicile. A ce propos,

7. En Algérie, au Maroc et en Espagne, on pourrait envisager l'existence, sous le flysch crétacé charrié, d'un équivalent tectonique du Panormide, indépendamment des lambeaux arrachés à la chaîne calcaire et à la zone intermédiaire (type Babors).

l'attaque par érosion des terrains soulevés ou des nappes en marche permettrait sans doute de mieux comprendre l'aspect et la constitution de certaines semelles en Afrique du Nord.

Le caractère écaillé des A. S. semble dû à une action mécanique, telle que le passage des nappes. En Italie, Beneo [1956] l'explique par des mouvements tourbillonnants à l'intérieur de la masse plastique sollicités par la pression et la translation. Dans les Péloritains, il aurait pu apparaître, pour Jacobacci et Martelli [1957], « pendant les phases d'ajustement orogénique ».

Le décollement de la nappe de Troina (v. fig. 3 et 4) a dû se produire après le dépôt des dernières couches de la formation de Reitano, datées helvétiques. Admettons qu'il soit d'âge helvétique lui-même. A sa base, cette nappe va transporter du flysch crétacé supérieur, et même peut-être du flysch albo-aptien. Ces flyschs se disloquent en une semelle chaotique, dont une partie reste sur le flysch tithonique-néocomien encore en place, une autre est abandonnée en route — particulièrement sur les Péloritains — et une troisième partie (A. S. inférieures d'Ogniben) demeure à la base de la nappe de Troina (fig. 3 et 4 b).

Puis le soulèvement du sillon s'accroît et le flysch tithonique-néocomien glisse à son tour, transportant sur son dos une partie (A. S. supérieures d'Ogniben) de la semelle chaotique dont il vient d'être question.

Le soulèvement atteint les Péloritains, provoquant un chevauchement du socle et de la chaîne calcaire sur les nappes de l'avant-pays. A l'E du méridien de Roccella Valdemone, la ligne de contact anormal est indécidable dans les A. S. (tra-

voux de R. Truillet) : si, comme il est très probable, le chevauchement existe, il n'a pas été accompagné d'un écaillage notable de la chaîne calcaire et du socle, et l'Oligo-Miocène, recouvert de ses A. S., a été transporté « en masse ». A partir de Roccella Valdemone, vers l'Ouest, les faits sont moins clairs : la chaîne calcaire, le socle ou l'Oligo-Miocène arrivent au contact direct du flysch (travaux de G. Duée), et l'érosion a largement déblayé l'Oligo-Miocène. Je crois cependant que, là encore, le chevauchement d'ensemble n'a été accompagné d'aucun rejeu important, d'aucun écaillage notable de la chaîne calcaire. Ogniben [1960] pense que le chevauchement (ou charriage) des Péloritains s'est opéré après le dépôt de l'Helvétien post-sud-liguride (v. fig. 3). C'est probable, et cela implique que ce dépôt soit postérieur au passage des nappes ultra sur les Péloritains.

4. A l'HELVÉTIEN-TORTONIEN, le soulèvement atteint les régions situées au S de la chaîne calcaire. Des glissements et remaniements se produisent sur les flancs nord et sud de la zone soulevée. Les A. S. inférieures et les A. S. supérieures s'écoulent en diverses directions, masquant des contacts tectoniques antérieurs, recouvrant une partie de la nappe de Troina, entraînant vers le Sud d'énormes masses de Numidien. Toutes ces coulées sont encore rangées, par Ogniben, dans les A. S. supérieures.

Les soulèvements, glissements et remaniements se poursuivent au Pliocène dans des zones plus méridionales. Ils n'ont d'ailleurs pas cessé de nos jours.

III. Remarques sur les patries du Numidien, du Panormide et des flyschs crétacés.

Dans le chapitre précédent, certaines remarques nous ont fait douter de l'allochtonie du Numidien. Le point essentiel est l'impossibilité de déceler un contact anormal continu à l'intérieur du Numidien, lorsqu'on s'écarte du grand lambeau panormide. En effet, il n'existe pas, sur le terrain, de limite nette et continue entre les formations de Portella Colla et de Gerace. On pourrait vaincre cette difficulté de plusieurs manières :

— en considérant que le contact anormal existe, mais n'est pas visible dans les schistes monotones du Numidien ;

— en admettant que le complexe basal est lui-même charrié, avec le Numidien, depuis le bord septentrional du sillon ultra.

De telles hypothèses sont entièrement gratuites, et la seconde conduirait, de proche en proche, à charrier tout le Mésozoïque situé au S de la chaîne calcaire, en exceptant cependant, par un reste de décence, celui du plateau de Raguse.

Il nous faut donc considérer maintenant que le Numidien encadrant le Panormide n'a pas changé de patrie, malgré toutes les dislocations qui apparaissent dans sa partie supérieure. Dès lors, pouvons-nous toujours envisager l'origine ultra du Panormide ? Ce dernier, en position oligocène, aurait dû franchir les Péloritains avant la fin du dépôt de l'Oligo-Miocène de Capo d'Orlando. Nous pouvons nier cette possibilité, car la formation de Capo d'Orlando est régulièrement stratifiée et calmement déposée. Le Panormide

se serait donc déposé au S de la chaîne calcaire, par exemple sous l'actuelle nappe du flysch tithonique-néocomien.

Deux questions se posent alors. Tout d'abord, comment le Numidien a-t-il pu alimenter en argiles et en lambeaux gréseux les A. S. des Péloritains ? Il suffit d'admettre que l'aire de sédimentation numidienne a été soulevée par rapport aux zones septentrionales⁸. On expliquerait ainsi la localisation des sédiments helvétiques-tortoniens-pliocènes au S et au N de cette aire. Deuxième question : quelle est la source des sables et dragées du grès numidien ? Plusieurs réponses sont possibles : par le socle, dénudé, du Panormide ; par la marge méridionale des Péloritains, avant le glissement de la chaîne calcaire.

Cette dernière hypothèse met en cause l'existence d'un talus ou d'une flexure sud-kabyle, faisant affleurer des conglomérats quartzeux (Verucano par exemple) ou un socle riche en quartz (v. Caire [1957 a, p. 728]). Elle rappelle certain problème du Djurdjura : Flandrin [1952, p. 23] admet qu'à l'Oligocène un ou plusieurs massifs de schistes cristallins et de granite affleuraient dans la région de l'Haizer et de Bou el Ma, massifs que les mouvements orogéniques post-oligocènes ont refoulé en profondeur, sous l'un des grands accidents chevauchants ». Ceci pour expliquer, dans le Djurdjura occidental, la présence, dans l'Oligocène (Oligo-Miocène ?) kabyle, de blocs de micaschistes de plus de 1 m³ et de blocs de granite de 0,5 à 1 m³. Si l'on admet que cet

Oligocène s'est déposé avant le glissement de la chaîne calcaire, le problème du socle sud-kabyle se pose bien. Au Maroc, dans le Haouz (Dorsale calcaire), Mattauer [1960] signale de l'Oligocène transgressif sur le Primaire.

Sans vouloir solliciter les faits qui viennent d'être rappelés, l'hypothèse d'un Numidien sicilien autochtone ou paraautochtone doit être considérée de près.

Le flysch crétacé pouvait être, dans l'hypothèse ultra-nappiste, alimenté par les deux bords du sillon ultra. Si le flysch tithonique-néocomien de Sicile n'a pas changé de patrie (conception d'Accordi [1957]), il a pu être alimenté en quartz par une terre sud-péloritaine (cf. Caire [1957 a, p. 728]). On peut même, au besoin, imaginer une terre panormide. En somme, on peut faire de l'aire de sédimentation panormide (et — voir p. 547 — de la zone intermédiaire type Babors ?) une ride à flancs nus pendant le Secondaire. Quant aux flyschs crétaqués actuellement répandus sur les Kabylies, ils pourraient s'être mis en place par rétroglissement. De tels mouvements en retour expliqueraient peut-être les déversements et écaillages vers le Nord, observés dans la partie occidentale des Babors — Djebel Imoulentaour, écaillages de Bou Amrane — [Duplan, 1952], non loin de la base de la nappe du flysch. On peut les relier à l'écaillage du socle kabyle vers le Nord (v. Caire [1959 a, p. 725]) et au déversement, vers le Nord, de plis de la région de Port Gueydon-Dellys.

IV. Interprétation du Nord-Est sicilien par charriages réduits.

Si le Numidien et les flyschs crétaqués sont parautochtones ou peu déplacés, plus rien ne s'oppose à une nouvelle interprétation, que l'on peut suivre sur la fig. 6. Beaucoup de commentaires donnés dans le cadre de l'interprétation ultra-nappiste restent valables. Aussi décrirai-je sommairement les phénomènes.

1) *Au Secondaire*, le seul fait nouveau est le dépôt des flyschs dans un sillon compris entre les aires de sédimentation péloritaine et panormide.

2) *A l'Éocène*, dépôt des formations calcschisteuses. On se rappelle que ce même régime sédimentaire se prolonge au début de l'Oligocène dans la formation de Caltavuturo et, peut-être, dans la formation de Polizzi.

3) *A l'Oligocène*, les faits nouveaux sont :

— le dépôt du Numidien sur le complexe basal ;

— l'alimentation en grès du Numidien par la marge sud de l'aire panormide ;

— le déplacement, vers le Nord, des esquilles de la future nappe de Troina, esquilles de provenance nord-panormide ;

— l'éventuelle alimentation des conglomérats de la formation de Reitano par le socle panormide.

4) *Au Miocène*, le contenu du sillon des flyschs se déverse en une seule fois, ce qui explique le repos constant du flysch tithonique-néocomien sur le Numidien. Au cours du déplacement, la nappe, d'abord unique, se divise en deux parts :

— la part inférieure donne la nappe du flysch

8. Il en résulterait une sorte de rétroécoulement. Cette conception [Caire, 1961], transposée en Algérie, rendrait-elle compte de la présence aberrante de l'Éocène à faciès tellien près de Dellys [Dame et Magné, 1955] ?

tithonique-néocomien et les A. S. supérieures *str. s.*;

— la part supérieure donne la nappe de Troina et les A. S. inférieures.

Le Numidien sous-jacent est disloqué. S'il ne

donne pas une grande nappe, c'est peut-être qu'il s'est déposé dans une zone plus externe qu'en Algérie.

Ensuite vient le chevauchement des Péloritains vers le Sud.

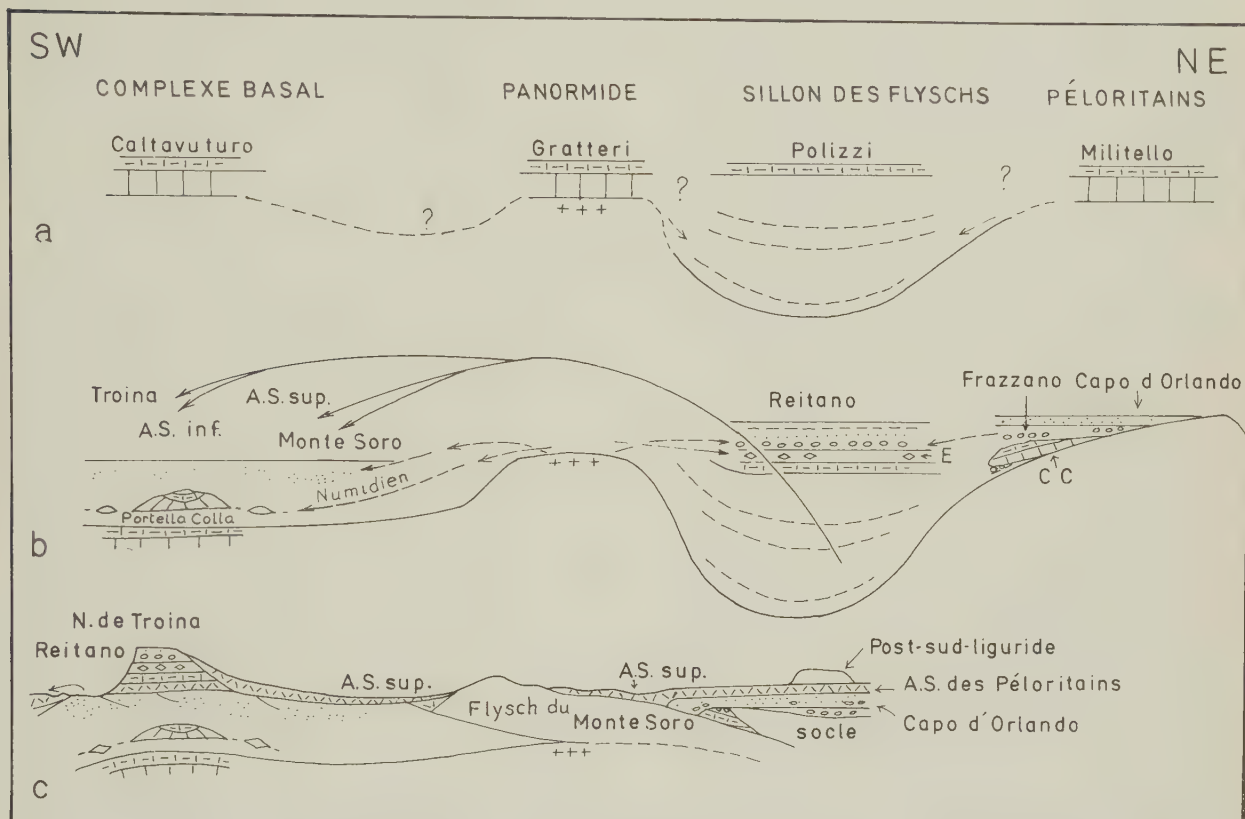


FIG. 6. — Stades d'évolution du Nord-Est sicilien : interprétation par charriages réduits.

Même légende que pour les fig. 4 et 5.

a : état à la fin de l'Éocène. — b : état à la fin de l'Oligo-Miocène. — c : état actuel.

Les A. S. des Péloritains ont pu se mettre en place, du Sud au Nord, par remaniement sédimentaire et glissement, dès le soulèvement de la fosse des flyschs ou après la mise en place des

nappes plastiques, c'est-à-dire à l'Helvétien. Les niveaux les plus récents des A. S. supérieures *l. s.* se sont constitués à l'Helvétien terminal et au Tortonien.

Conclusion.

Le fait que nous ayons pu examiner deux interprétations bien différentes, et découvrir des arguments en faveur de l'une et de l'autre, montre bien que les discussions ne sont pas terminées.

On sera peut-être amené, dans la suite, à formuler des interprétations intermédiaires, suivant diverses modalités dont voici encore quelques exemples :

Flyschs crétacés internes et Numidien externe, par rapport aux Péloritains ; Panormide externe.

— Flyschs crétacés internes ; Numidien interne, déposé dans la partie sud de la fosse ultra ; Panormide déposé sur la bordure sud de la fosse ultra.

— Flyschs crétacés internes ; Numidien externe, déposé entre Péloritains et Panormide.

Nous avons vu l'hypothèse extrême d'un charriage du complexe basal. Une autre interpréta-

tion, générale celle-là, mais tout aussi extrême, consiste à tout resédimenter et à nier l'existence de grandes nappes plastiques. Elle a été présentée par E. Beneo (voir le cours de M. P. Fallot au Collège de France, année 1958, et Beneo [1951, 1955, 1956]).

Pour conclure, je souhaite que mon exposé fasse naître des critiques et des discussions, et je fais le vœu que de prochaines recherches sur le terrain permettent de choisir entre les interprétations proposées.

Bibliographie.

- ACCORDI B. (1957). — Relazione sui rilevamenti geologici del 1956 nei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale). *Bol. Serv. geol. Ital.*, vol. 79, p. 929-949.
- (1958). — Il flysch oligocenico-aquitano dei Monti Nebrodi (Sicilia nordorientale). *Ecl. geol. Helv.*, vol. 51, p. 827-833.
- AUBOUIN J. (1957). — Essai de corrélations stratigraphiques en Grèce occidentale. *B. S. G. F.*, (6), VII, p. 281-304.
- (1958). — Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal : le secteur grec des Dinarides (Hellénides). *Ibid.*, (6), III, p. 731-749.
- (1961). — Propos sur l'orogénèse. *Bull. trim. Serv. Inf. géol. B. R. G. M.*, n° 52, p. 1-21 et n° 53, p. 3-24.
- BENEO E. (1951). — Les possibilités pétrolifères de la Sicile et de la zone adriatique de la Maiella (Apennin central) dans le cadre de la tectonique générale de l'Italie. *Actes 3^e Congr. mondial Pétrole*, La Haye, sect. I, p. 236-239.
- (1955). — Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicile. *Proc. 4th World Petrol. Congr.*, Rome, sect. I/A/2, p. 109-124.
- (1956). — Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell' Appennino centrale e frane sottomarine. *Bol. Serv. geol. Ital.*, vol. 78, p. 291-321.
- BERSIER A. (1948). — Les sédimentations rythmiques synorogéniques de l'avant-fosse molassique alpine. *Proc. 18th Sess. intern. geol. Congr. Gr.-Britain*, part IV, sect. C, p. 83-93.
- CAIRE A. (1951). — Structure et évolution de la zone subbibanique dans la région de Mansourah-les-Biban. *B. S. G. F.*, (6), I, p. 721-734.
- (1954). — Sur l'origine et la date de mise en place des nappes supérieures dans le Tell algérien au Sud du Djurdjura. *C. R. Ac. Sc.*, t. 238, p. 597-599.
- (1957 a). — Étude géologique de la région des Biban (Algérie). Thèse. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, n. s., *Bull.* n° 16.
- (1957 b). — Les glissements sous-marins dans le sillon miocène sud-tellien et la mise en place de l'unité A. *Ibid.*, n. s., *Bull.* n° 20, p. 21-34.
- (1960). — Les chaînons calcaires du Nord-Est sicilien. *C. R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 3013-3015.
- (1961). — Note préliminaire sur les argiles varicolores des monts Péloritains et de Calabre méridionale. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 233.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET C. (1960). — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale). *B. S. G. F.*, (7), II, p. 915-938.
- CAIRE A. et MATTAUER M. (1960). — Comparaisons entre la Berbérie et le territoire siculo-calabrais. *C. R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 1804-1806.
- DAME R. et MAGNÉ J. (1955). — Sur la présence d'Éocène inférieur et moyen aux environs de Dellys et de Tizirt (zone littorale de la Grande Kabylie, Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, n. s., *Bull.* n° 8, p. 135-141.
- DUPLAN L. (1952). — La région de Bougie. *19^e Congr. géol. intern. Alger, Monogr. rég.*, 1^{re} sér., Algérie, n° 17.
- DURAND DELGA M. (1955). — Étude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. Thèse. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e sér., n° 24.
- (1956). — Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale. *In Geotekt. Symp. Hans STILLE*, p. 304-335. Stuttgart, Verl. Ferd. Enke.
- (1960). — Le sillon géosynclinal du Flysch thionique-néocomien en Méditerranée occidentale. *Rend. Ac. naz. Lincei*, ser. 8, vol. 29, p. 579-585.
- (1961 a). — Le sillon des Flyschs du Crétacé supérieur en Méditerranée occidentale. *Ibid.*, ser. 8, vol. 30, p. 62-66.
- (1961 b). — Le sillon du Flysch éocène en Méditerranée occidentale. *C. R. Ac. Sc.*, t. 252, p. 296-298. Le sillon géosynclinal des Flyschs oligocènes en Méditerranée occidentale. *Ibid.*, p. 431-433.
- (1961 c). — Au sujet du sillon méso-méditerranéen du Flysch au Crétacé et au Nummulitique. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 45-47.
- DURAND DELGA M. et MATTAUER M. (1959 a). — Les unités structurales internes de la « zone marnoschisteuse du Rif septentrional. *C. R. Ac. Sc.*, t. 248, p. 2364-2366. Les unités structurales externes de la « zone marnoschisteuse » du Rif septentrional. *Ibid.*, p. 2499-2501.
- (1959 b). — Existence dans le Rif (Maroc) d'une nappe supérieure à matériel « numidien » (nappe du J. Sougna). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 225-227.

- (1960). — Sur l'origine ultra-rifaine de certaines nappes du Rif septentrional. *Ibid.*, p. 22-24.
- FLANDRIN J. (1952). — La chaîne du Djurdjura. 19^e Congr. géol. intern. *Alger, Monogr. rég.*, 1^{re} sér., Algérie, n° 19.
- GLANGEAUD L. (1951). — Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *B. S. G. F.*, (6), I, p. 735-762.
- (1952 a). — Tectono-physique comparée des chaînes telliennes et rifaines. *Ibid.*, (6), II, p. 619-639.
- (1952 b). — Les éruptions tertiaires nord-africaines. Leurs relations avec la tectonique méditerranéenne. *C. R. 19^e Sess. Congr. géol. intern. Alger*, sect. XV, fasc. XVII, p. 71-100.
- (1957). — Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2^e sér., vol. 2, p. 200-220.
- JACOBACCI A. et MARTELLI G. (1957). — Alcuni risultati del nuovo rilevamento geologico del versante settentrionale dei Monti Peloritani. *Bol. Serv. geol. Ital.*, vol. 79, p. 837-877, 1 pl.
- MATTAUER M. (1958). — Étude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). Thèse Sc. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. sér., Bull. n° 17.
- (1960). — Nouvelles données sur la « Dorsale calcaire » du Rif (Maroc). *C. R. Ac. Sc.*, t. 250, p. 374-376.
- (1961). — Sur l'allure du sillon eugéosynclinal d'Afrique du Nord. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 32-33.
- OGNIBEN L. (1960). — Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Miner. Sicilia*, vol. XI, n°s 64-65, p. 183-212.
- PATA O. (1955). — Le argille scagliose del versante sud-orientale della Calabria ulteriore. *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 77, p. 59-112.
- THIÉBAUT J. (1951). — Étude géologique des terrains métamorphiques de la Grande Kabylie. Thèse Sc. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 5^e sér., n° 6.
- TRUILLET R. (1961). — Remarques stratigraphiques et tectoniques sur la région de Novara di Sicilia (monts Peloritains, Sicile). *B. S. G. F.*, (7), III, p. 559-567.
- TRÜMPY R. (1960). — Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 71, p. 843-908.

Observations.

M. DURAND DELGA : Je suis très intéressé par l'exposé fort objectif de M. Caire. En fonction de l'extraordinaire ressemblance des diverses zones structurales et de leurs séries stratigraphiques depuis le Maroc jusqu'à la Calabre, je pense que la solution des grands problèmes paléogéographiques et structuraux de la Méditerranée occidentale (sur son côté sud) doit être la même sur toutes les transversales.

Je rappelle la grande vraisemblance (à mes yeux) de l'origine « ultra » des flyschs crétacés et nummulitiques (Numidien inclus) au Maroc septentrional et en Kabylie. L'extension logique, à la Sicile, de cette interprétation doit obligatoirement entraîner — si cette interprétation est juste — que la série dite « numidienne » (au sens où L. Ogniben d'une part, A. Caire de l'autre, l'entendent) est tectoniquement hétérogène : elle comporterait des éléments inférieurs, surtout argileux, d'origine relativement proche et dans lesquels s'intercaleraient les Panormides et des éléments supérieurs, essentiellement gréseux (le seul vrai « Numidien » pour moi), qui peuvent être « ultra » et donc venus de très loin, au Nord. Une analyse détaillée des formations « numidiennes » de Sicile s'impose donc.

A la question orale de A. Caire sur la signification que je donne à l'Éocène inférieur de Dellys, au N de la Grande Kabylie — Éocène présentant un faciès plus ou moins « tellien » — je réserve ma position. Actuellement, en attendant des études structurales précises de ces secteurs, je ne saurais exclure l'ancienne hypothèse de A. Caire qui envisageait le charriage d'ensemble de la Grande Kabylie (matériel ancien et flyschs) sur le domaine tellien, ainsi réapparu sur le littoral de Dellys. Une telle solution augmenterait considérablement la flèche généralement admise des chevauchements kabyles.

Pour en revenir à des problèmes plus généraux, je voudrais évoquer les deux grandes hypothèses structurales développées par A. Caire dans le Nord-Est de la

Sicile : la première envisage l'origine « ultra » des flyschs à l'image de ce que Mattauer et moi avons proposé au Maroc ; la deuxième, celle de charriages locaux, ne modifiant pas la succession des domaines paléogéographiques initiaux, du Nord au Sud, paraît correspondre à la vraie pensée de L. Ogniben (contrairement à l'interprétation que j'ai donnée antérieurement de la pensée de cet auteur). Quoi qu'il en soit, dans ces deux grandes hypothèses, le socle joue un rôle réduit, soit par simple resserrement, soit par rejaillissement au Sud (front sud des Peloritains). Dans cette conception d'un socle relativement passif — que les figures de M. Caire traduisent bien — on conçoit aisément que les glissements des couvertures sédimentaires (flyschs, marnes, argiles...) puissent s'opérer dans des directions variées.

Mais, du fait que, dans le Rif interne, on rencontre des nappes à matériel ancien, superposées les unes aux autres, puis, plus haut, les nappes de la chaîne calcaire, enfin, au sommet, les nappes « ultra » à matériel flysch, tout indique des cheminements du Nord au Sud, de l'intérieur vers l'extérieur de l'arc rifain, sans qu'il puisse être question de rétrocharriages du Sud vers le Nord.

Cette disposition fondamentale du Rif interne devrait logiquement se retrouver dans le Nord-Est de la Sicile et en Algérie. Sauf arguments de fait nouveaux, je pense que, au S de la Méditerranée, les charriages et chevauchements sont toujours, pour l'essentiel, dirigé du Nord vers le Sud, c'est-à-dire des zones « internes » vers les zones « externes ».

En conclusion, je ne puis que partager le désir de notre confrère A. Caire de voir s'accumuler des arguments de fait nouveaux afin de progresser dans la connaissance des si difficiles chaînes péri-méditerranéennes.

M. A. CAIRE répond : Je suis heureux que M. Durand Delga ait été intéressé par mon exposé et se plaise à en reconnaître l'objectivité. Je suis d'accord avec mon

excellent collègue pour penser que la solution des problèmes paléogéographiques et structuraux de la Méditerranée occidentale doit être la même sur toutes les transversales, mais (lorsqu'il s'agit de problèmes généraux) à petite échelle. N'écrivais-je pas en 1954 : « Il semble que l'on puisse [...] fondre dans un cadre unique les traits majeurs des chaînes telliennes d'Afrique du Nord », et, en 1957 : « L'évolution de toute la bordure septentrionale du continent africain révèle une remarquable homogénéité. » Je plaçais le paroxysme tectonique après le dépôt du Numidien, « à l'Oligocène terminal ou à l'aurore du Miocène » [Caire, 1954].

Cependant, cette homogénéité n'existe plus à toutes les échelles régionales et locales. On connaît ainsi, dans le détail de certaines nappes, des variations longitudinales, particulièrement nettes dans le Tell algérien méridional. Par ailleurs, certains faciès se retrouvent dans des zones paléogéographiques distinctes. C'est le cas, en particulier, du Verrucano et de ses galets quartzeux. Les faciès à dragées de quartz de l'Oligocène (ou Oligo-Miocène) et spécialement du Numidien ne sauraient-ils eux-mêmes résulter d'une convergence ? Il suffirait d'imaginer que diverses terres nourricières offraient du quartz en suffisance et présentaient le même paysage : terres désertiques émergées... (v. Caire [1957, p. 428 et suiv.]). Je ne dis certes pas que cette ubiquité de faciès soit dans ma conviction actuelle, mais c'est une hypothèse à envisager.

Dans le quatrième paragraphe de ses observations, M. Durand Delga reprend les hypothèses que j'ai exposées. En étudiant l'hypothèse « ultra-nappiste », j'ai rendu hommage au créateur de la notion des flyschs « ultra », en rappelant que j'ai été le premier à définir, parmi d'autres unités allochtones, la nappe C — caractérisée par son Numidien — et à préciser ses caractères.

Quant à l'existence, en Sicile, d'une série numidienne tectoniquement hétérogène, j'ai formulé dans ma note l'hypothèse d'un contact anormal entre la série de Portella Colla, dépourvue de grès à dragées, et la série de Gerace, qui en contient (fig. 3). Si ce contact existe, il faut en effet chercher l'origine des grès numidiens dans les Péloritains ou plus loin vers le Nord (fig. 4). Je fais moi-même le vœu que de prochaines recherches sur le terrain permettent de choisir entre les hypothèses formulées ou formulables. Le Numidien ne saurait être exclu de telles recherches.

Je suis très heureux de savoir, en outre, que M. Durand Delga n'exclut pas, aujourd'hui, le charriage du socle ancien de Grande Kabylie.

Quant à l'opinion de L. Ogniben à propos des flyschs des Monte Nebrodi, elle est partagée par tous les auteurs italiens qui se sont occupés des rapports entre paléogéographie et structure actuelle (voir en particulier les travaux de B. Accordi).

Pour répondre au dernier paragraphe des observations de M. Durand Delga, j'ajouterai que le socle du Rif n'est pas le seul à montrer des nappes. On a décrit depuis longtemps, en Sicile, une nappe de socle nord-péloritaine. J'ai, pour ma part, envisagé [Caire, 1960] la participation des schistes métamorphiques à la tectonique des monts Péloritains. Ces « nappes » se sont évidemment déplacées vers l'extérieur de l'arc calabro-sicilien. En ce qui concerne d'éventuels mouvements vers l'intérieur, je n'ai pas parlé de « rétrocharriages », mais de rétroglissements, n'affectant que la couverture plastique (certains flyschs et « argille scagliose varicolori »).

Pour conclure, je remercie M. Durand Delga de ses aimables observations et souhaite que de nouvelles discussions apportent plus de lumière sur les problèmes d'Afrique du Nord et de Sicile.

Remarques stratigraphiques et tectoniques sur la région de Novara di Sicilia (monts Péloritains, Sicile)

par René TRUILLET *.

Sommaire. — Au N de la chaîne calcaire, dans la zone métamorphique des monts Péloritains, des calcaires tithoniques sont charriés sur un conglomérat rouge d'âge éocène ou oligocène. Ce charriage s'est produit vraisemblablement avant le dépôt de la molasse oligo-miocène.

Cette molasse se trouve coincée, sous forme d'écaille, dans les calcaires tithoniques ; localement, des phyllades sont venues chevaucher les calcaires tithoniques et le conglomérat rouge.

L'intense érosion à laquelle est soumis ce pays en cours de soulèvement, et le comportement plastique de la série des phyllades sont la cause de glissements récents très importants.

Si la chaîne calcaire allant de Sant' Agata di Militello à Taormina a fait l'objet de nombreuses études, les chaînons calcaires se trouvant à l'intérieur de la zone métamorphique des monts Péloritains ont, jusqu'à présent, peu intéressé les géologues, exception faite des travaux de Quitzow [1935] et de Malferrari [1957].

Nous étudierons ici la région de Novara di Si-

cilia et de San Basilio, s'étendant autour de la Rocca Novara (1 340 m, en wc 129 056, identifié avec les coordonnées UTM) sur les deux feuilles de la carte au 25 000^e d'Italie : Novara di Sicilia (n° 253 III SE) et Rocca Novara (n° 262 IV SE).

La première partie sera consacrée à l'exposé des résultats stratigraphiques, puis viendra l'interprétation tectonique.

Stratigraphie.

HISTORIQUE. — Sur les feuilles n°s 253 et 262 de la carte géologique d'Italie au 100 000^e [Cortese, 1881-1882], les terrains calcaires des environs de Novara di Sicilia furent notés t_2 , t_{3c} et l_3 , c'est-à-dire Norien, Carnien et Lias supérieur, et assimilés aux niveaux de la chaîne calcaire. Puis G. Di Stefano [1887] attribua au Lias inférieur les terrains précédemment rapportés au Trias. Plus tard, Fucini [1920] plaça dans le Lias moyen une bonne partie de tout ce que Cortese [1882] notait Lias supérieur. Quitzow [1935] et L. Ogniben [1960] proposèrent de nouvelles interprétations tectoniques de la région de Novara di Sicilia sans reprendre l'étude stratigraphique des calcaires qu'ils désignèrent comme « série mésozoïque ».

Si une partie des niveaux calcaires constituant la chaîne calcaire a été attribuée avec raison au Lias inférieur et moyen, nous verrons que les chaînons calcaires de Novara di Sicilia sont d'un âge plus récent et qu'ils se trouvent dans une situation tectonique différente. En ce qui con-

cerne les conglomérats rouges notés t_{3a} par Cortese [1882], situés sous les calcaires de la Rocca Novara (Muschelkalk de Cortese, 1882, ou Lias inférieur de G. Di Stefano, 1887), Quitzow [1935] montra qu'ils étaient différents des anagénites de la chaîne calcaire et les plaça dans l'Éocène. A. Caire [1961], dans une reconstitution tectonique des monts Péloritains, considère que ces conglomérats peuvent être, au moins partiellement, d'âge oligocène.

DESCRIPTION DES TERRAINS. — a) *Phyllades.* Ce sont des schistes phylliteux à grain très fin, chatoyants, doux au toucher ; généralement de couleur bleutée, parfois gris verdâtre ou marron. Ils sont fréquemment parcourus de veines et lentilles de quartz de 1 à 10 cm d'épaisseur. Ces phyllades, affleurant très largement, constituent les

* Note présentée à la séance du 18 décembre 1961. Cette étude a été effectuée sous la direction de M. A. Caire, professeur à la Faculté des Sciences de Paris.

plus anciens terrains visibles dans la région. Elles ont été affectées par une tectonique anté-alpine très importante [Andreatta, 1955] qu'il est impossible de mettre nettement en évidence sur le terrain, à cause de la monotonie du faciès de la roche. De plus, comme nous n'en connaissons pas la base, il est impossible d'évaluer leur puissance. Contentons-nous de dire qu'elles se présentent sous plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Leur âge est très discuté ; retenons, à la suite de Maugeri Patané [1932], qu'elles sont anté-liasiques. Elles présentent un écrasement et un microplissement constant qui leur donne un aspect de marnes et, au cours de la saison pluvieuse, un comportement plastique dont nous verrons l'importance par la suite.

Au NE de la région étudiée, les phyllades passent à des micaschistes et à des granites porphyroïdes.

b) *Les calcaires et dolomies tithoniques.* Une énorme masse de calcaires fracturés, écrasés, calcitisés, dans lesquels on ne distingue aucune stratification, forme la Rocca Novara et repose horizontalement sur le conglomérat rouge par l'intermédiaire d'un contact mécanique. Ce sont des calcaires pseudo-oolitiques d'un marron plus ou moins foncé, ou bien compacts. Dans des calcaires compacts clairs se trouvent des nids ou concentrations pseudo-oolitiques de 0,5 cm à 2 cm. Plus rarement on observe des calcaires graveleux ou microbréchiques à grains de quartz. En lame mince, ces calcaires montrent : des *Nautiloculines*, *Miliolidae*, *Textulariidae*, *Valvulina*, *Coscinoconus elongatus* LEUPOLD, des *Dasycladacées* dont *Clypeina jurassica* FAVRE, *Clypeina parvula* CAR., *Salpingoporella* CAR. ?, *Polygonella incrustata* ELLIOTT : des sections de *Lamellibranches* et de petits *Gastéropodes*.

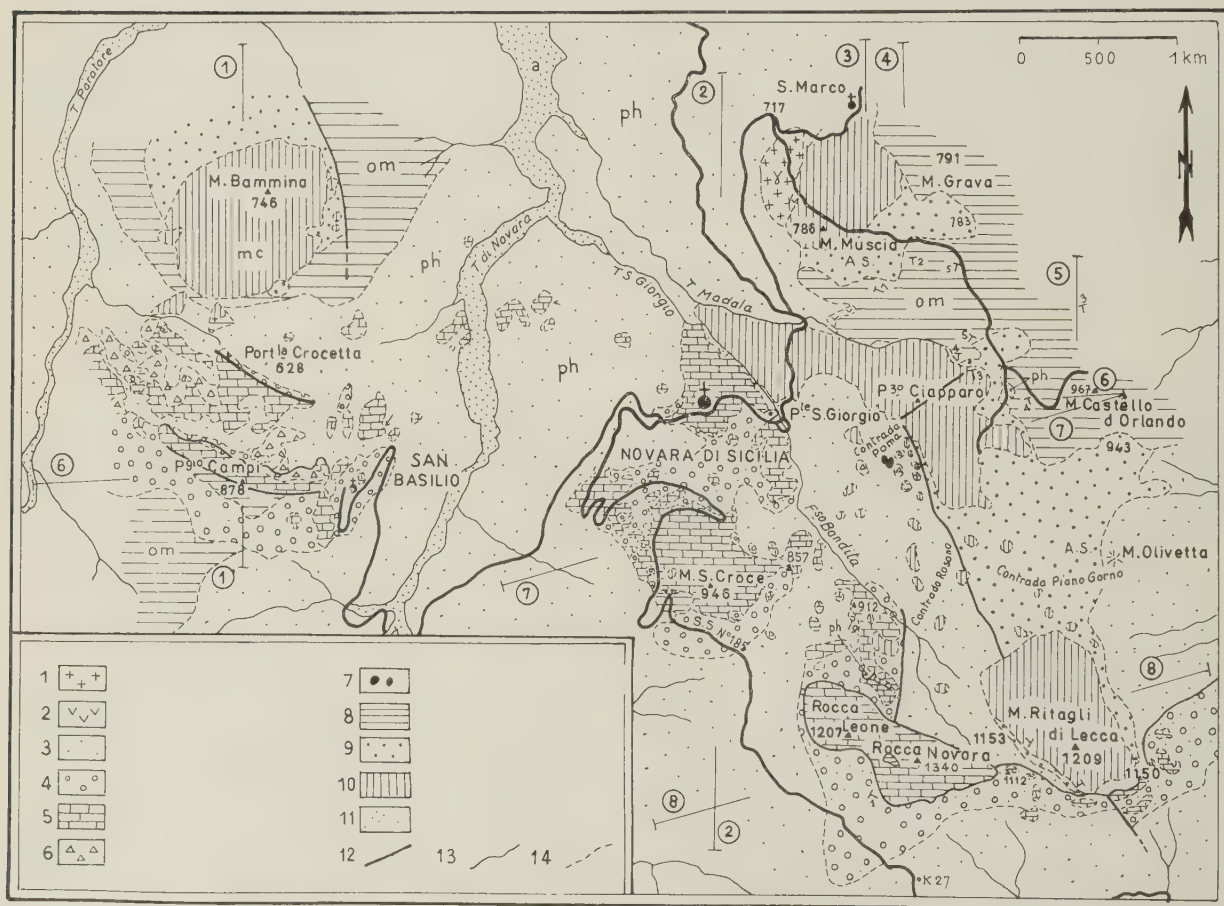


FIG. 1. — Carte géologique de la région de Novara di Sicilia, avec le tracé des coupes de la fig. 2.

1 : γ, granite porphyroïde ; 2 : ξ, micaschistes ; 3 : ph, phyllades ; 4 : cg, conglomérat rouge ; 5 : tc, calcaire tithonique ; 6 : td, dolomie tithonique ; 7 : ci, Crétacé inférieur ; 8 : om, Oligo-Miocène ; 9 : AS, « argille scagliose » ; 10 : mc, molasse calcaire ; 11 : a, alluvions ; 12 : failles verticales ou subverticales ; 13 : contacts anormaux majeurs ; 14 : contours géologiques.

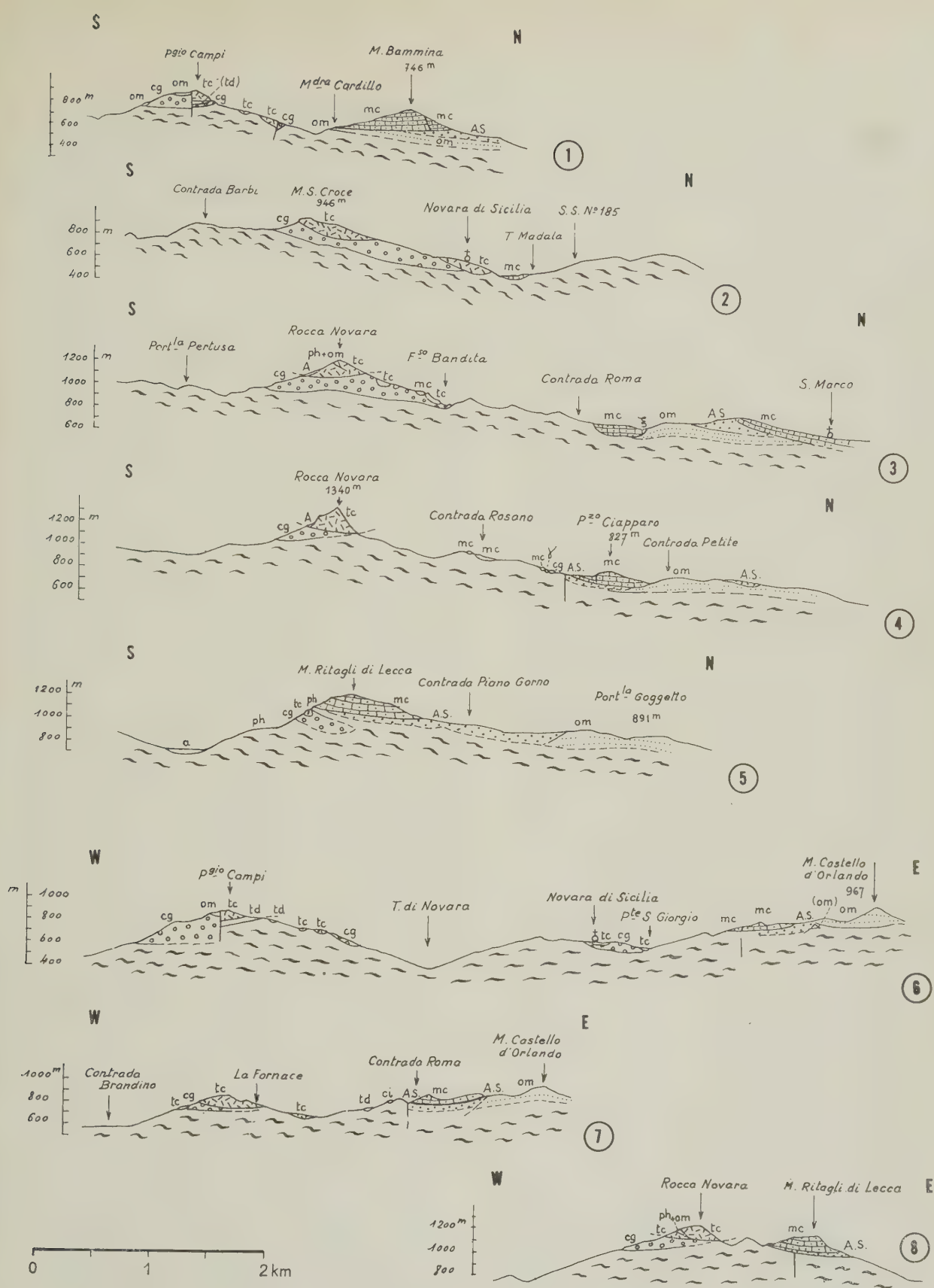


FIG. 2. — Coupes S-N et W-E dans la région de Novara di Sicilia; les tracés sont indiqués sur la fig. 1.

γ : granite porphyroïde; ξ : micaschistes; ph : phyllades; tc : calcaire tithonique; td : dolomie tithonique; ci : Crétacé inf.; cg : conglomérat rouge; om : Oligo-Miocène; A. S. : « argille scagliose »; mc : molasse calcaire; a : alluvions; A : éboulis.

17 septembre 1962.

D'après M. Durand Delga, qui a bien voulu étudier les lames minces, cette association se localiserait au voisinage du Tithonique. Le conglomérat rouge étant plus récent, la position anormale de ces calcaires ne fait aucun doute.

Au Poggio Campi, au NW de S. Basilio, nous retrouvons les mêmes calcaires reposant de la même façon sur le conglomérat rouge, mais ici par l'intermédiaire d'un niveau compact d'une dizaine de mètres d'épaisseur, formé de dolomie grise broyée, qui peut englober localement des grains de quartz et des débris de phyllades. On observe un passage continu de la dolomie aux calcaires avec tous les intermédiaires. Il est donc permis de penser que cette dolomie est de même âge que les calcaires, une partie de ceux-ci ayant été dolomitisée. Les calcaires contiennent des passées dolomitiques ; cependant, dans un but de simplification, nous appelons calcaires l'ensemble calcaires et calcaires dolomitiques, et nous réservons le terme dolomie à la seule dolomie grise broyée typique. Sur la carte proposée, nous avons distingué les deux termes suivant la prédominance de l'un ou l'autre dans les divers affleurements. Ces observations, ajoutées au fait que les calcaires du Poggio Campi sont également sans stratification visible, fracturés à petite et grande échelle, permettent de supposer que cette dolomie a formé en partie la base de l'ensemble calcaire au cours de son déplacement ; elle n'existe pas à la base des calcaires de la Rocca Novara. Ce déplacement est vraisemblablement très important, comme nous essaierons de le montrer plus loin.

Au N du Poggio Campi, au Monte S. Croce et dans les environs immédiats de Novara di Sicilia se trouvent d'importants lambeaux de calcaires et dolomies ; ce sont des affleurements chaotiques constitués de blocs anguleux de toute taille, depuis les débris de quelques centimètres jusqu'aux masses d'une centaines de mètres, le tout plus ou moins cimenté par des résidus de lessivage provenant du conglomérat rouge et des phyllades. Dans la partie tectonique, nous étudierons la signification de ces affleurements.

Dans la Contrada Poma (en wc 127 075), sur le sentier allant du Ponte S. Giorgio au Monte Olivetta, entre 800 et 825 m, nous trouvons un faciès différent : posé sur les phyllades, un lambeau est constitué de dolomie tithonique à la base ; au-dessus, par l'intermédiaire d'un contact mécanique, viennent quelques mètres de calcschistes gris foncé, assez marneux, tirant parfois sur le noirâtre, et, interstratifiés dans les calcschistes, des calcaires gris clair tachetés de gris foncé. Les bancs calcaires présentent quelques

rares rognons de silex. Ces niveaux ont fourni un *Aptychus* : *Lamellaptychus submortilleti* TRAUTH, et de la microfaune en lame mince : abondants Radiolaires et spicules, *Stomiosphaera minutissima* (COLOM), un Robulidé, *Calpionellites* sp., *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FIL.). D'après M. Durand Delga, cette association correspond au Berriasien supérieur-Valanginien inférieur. Dans un rayon de quelques dizaines de mètres se trouvent d'autres petits lambeaux de calcschistes et calcaires ; nous n'avons jamais eu l'occasion d'en retrouver ailleurs. Ces lambeaux ne peuvent que se rattacher à l'unité des calcaires tithoniques. Cette unité s'étend donc du Tithonique au Valanginien inférieur ; mais, comme actuellement il ne reste pratiquement plus que des calcaires et un peu de dolomie tithonique, nous l'appellerons unité des calcaires tithoniques ou, plus simplement, unité tithonique.

c) *Conglomérat rouge*. Quitzow réunit dans un même étage éocène ce conglomérat rouge, la molasse oligo-miocène de faciès tout différent et les « argille scagliose » (A. S.). Considérons tout d'abord le conglomérat. Il se présente sous la forme d'un poudingue grossier, à éléments assez bien roulés faiblement cimentés par une matrice grésophylliteuse rougeâtre provenant peut-être du lessivage du conglomérat de base du Lias inférieur. La taille des éléments va de quelques centimètres à 1,5 m de diamètre ; ils sont de nature diverse : débris de phyllades et de quartz ; galets de micaschistes, embréchites et pegmatites ; gros blocs de granites porphyroïdes, de granite rose à mica noir, et enfin des galets de calcaires. Ces calcaires pseudo-oolitiques sont de teinte claire ou marron ; certains renferment des Trocholines et *Clypeina jurassica*, ce sont donc des calcaires du Jurassique supérieur. C'est le ciment recouvrant tous les éléments d'une mince pellicule qui donne au conglomérat une couleur rouge typique. Localement cette couleur peut disparaître ; l'ensemble prend alors une teinte gris bleu ou verdâtre : la prédominance des débris de phyllades peut en être la cause. Si ce conglomérat est le plus souvent grossier, à éléments supérieurs à 15 cm, il peut passer parfois à des grès durs ou friables. Dans sa masse, on ne distingue généralement aucune stratification. Cependant, au S du Monte S. Croce, des bancs de 20 cm à 1,5 m à gros galets de micaschistes, embréchites, granites et calcaires présentent un pendage très net de 60° W. Transgressif sur les phyllades, ce conglomérat peut atteindre 80 à 100 m. Il forme un affleurement important au S de la Rocca Novara. Partout ailleurs, vers Novara di Sicilia et S. Basilio, il se

présente à l'état de lambeaux disjoints, de volume plus ou moins important. L'âge de ce conglomérat est mal connu, nous pouvons dire qu'il remanie le Tithonique. Dans la région étudiée, aucun argument ne permet de donner plus de précision. Il pourrait aller de l'Éocène [Quitow, 1935] à l'Oligocène [Caire, 1961].

d) *Molasse oligo-miocène*. Vers la Portella Goggetto, le long de la route récemment construite au SE de S. Marco, cette série présente une belle coupe. Elle est discordante sur les phyllades, soit par l'intermédiaire d'un conglomérat de base atteignant une dizaine de mètres au Monte Castello d'Orlando, soit directement par l'intermédiaire de bancs de grès grossiers au S du Monte Bammina. Au-dessus du conglomérat de base très grossier, à éléments assez bien roulés de phyllades, micaschistes, embréchites, granites et pegmatites, nous trouvons des grès riches en quartz et feldspath dont les grains ne sont ni usés ni classés. Ces grès, aux éléments de taille variable (quelques millimètres à 2 cm), sont fortement micacés, de couleur grise ou marron roux, souvent friables. Ils offrent tout à fait le faciès des grès de la molasse. Ils se présentent en bancs de 50 cm à 3 et 4 m avec des passées finement argilo-micacées, grises ou verdâtres, de quelques centimètres d'épaisseur. Nous avons cependant observé quatre ou cinq de ces passées atteignant chacune plusieurs mètres.

La zone du Monte Castello d'Orlando étant fortement tectonisée, la transgression du conglomérat de base sur le cristallin se voit mal. Vers le sommet de la série, les bancs de grès contiennent parfois des lentilles d'argiles varicolores de 1 à 20 cm de longueur. Dans sa partie terminale, la molasse prend une teinte roussâtre et se présente en bancs de 5 à 15 cm, à surface craquelée, ressemblant à un carrelage. Puis les grès deviennent plus clairs, s'enrichissent de plus en plus en argiles, tout en restant micacés, et, au-dessus d'une couche argileuse rouge de 2 m d'épaisseur, on passe aux A. S. L'épaisseur de cette série est difficile à évaluer. On peut l'estimer à une centaine de mètres environ. Cette molasse a été étudiée et décrite en détail par A. Jacobacci et G. Martelli [1957] et Santo Motta [1957]. Elle est actuellement considérée comme oligo-miocène, d'où le terme utilisé [Caire et Mattauer, 1960].

Avant de passer à l'étude des A. S., décrivons la coupe d'une petite écaille composée de phyllades et d'Oligo-Miocène coïncés dans les calcaires tithoniques de la Rocca Novara. A la base : 2 à 3 m de phyllades de teinte gris bleu reposent

en contact mécanique sur les calcaires ; puis, sur quelques mètres, le conglomérat de base oligo-miocène avec de nombreux débris de phyllades, quelques galets de dolomie ocre cristalline provenant des phyllades, des galets de granites et de calcaires. Ce sont des calcaires clairs pseudo-oolitiques et marrons relativement compacts, contenant des *Miliolidae* et d'abondantes *Clypeina jurassica*, avec le microfaciès tithonique. Ces divers éléments sont englobés dans un ciment argilo-gréseux, roux, à grain fin.

La taille des éléments diminue rapidement et nous passons à de la microbrèche en bancs de 20 à 50 cm ; viennent ensuite 3 à 4 m de molasse finement micacée, calcaire, de couleur marron puis gris-vert olive, avec des récurrences conglomératiques riches en phyllades. Cette molasse se termine par des marnes de couleur vert olive ou rougeâtre, finement micacées. Sur ces dernières reposent en contact mécanique les calcaires tithoniques écrasés.

e) « *Argille scagliose* ». Ce sont des argiles varicolores (A. V.) [Caire, Glangeaud et Grandjacquet, 1960] avec de nombreux blocs exotiques de grès calcaires et de grès quartzites marrons ou verts à patine verdâtre sale ; ces éléments ont un faciès identique au flysch du Monte Soro (flysch tithonique-néocomien). On trouve également des calcaires marneux, café au lait clair, présentant des moules externes de *Tubutomaculum* [Caire, 1957]. Ces calcaires marneux contiennent une microfaune abondante de Globigérines et Gumbélines. Dans la Contrada Piano Gorno, les A. S. englobent des masses importantes de schistes bitumineux qui ont fourni à Floresta une ichthyofaune cénomaniennne [Accordi, 1960]. Les argiles varicolores ont fourni une microfaune que P. Marie a bien voulu déterminer : *Orbulina* sp., *Bolivina* sp., *Cornuspira* sp., *Trochammina* sp., *Spiroloculina* cf. *canaliculata* d'ORB., *Trochamminoides proteus* (KARRER). Les argiles varicolores contiennent également de nombreuses concrétions cristallines plus ou moins sphériques de petite taille.

f) *Molasse calcaire*¹. C'est une molasse différente de l'Oligo-Miocène ; elle est compacte, contenant une forte proportion de calcaire ; très faiblement micacée, elle se présente en bancs durs bien stratifiés de 20 cm à 3 m, généralement de 50 cm à 1 m. Les passées marneuses sont minces et rares. De couleur gris blanc, cette molasse devient verdâtre quand elle se charge en glau-

1. Encore appelée Miocène post-nappe [Truillet, 1961].

conie. Elle a une patine blanchâtre qui la différencie de la molasse oligo-miocène toujours plus rousse. A l'E du Monte Ritagli di Lecca, la base de la série présente des niveaux microconglomératiques plus friables avec des débris de phyllades, de quartz, d'A. V., de blocs exotiques provenant des A. S., de Brachiopodes, de Lamellibranches. De même, à l'W du Monte Bammina, la molasse calcaire débute par un niveau conglomératique de 2 m d'épaisseur, à ciment argileux vert et roux dont les éléments, inférieurs à 3 cm, sont essentiellement des débris de calcaires et silex provenant probablement des A. S. Plus haut, les bancs durs calcaires contiennent des lentilles d'A. V. vertes ou marron de 1 à 30 cm de longueur.

Au N du Monte Ciapparo, au milieu de la série, se trouvent des passées de plusieurs mètres, très friables, marno-gréseuses, contenant de nombreux nodules calcaires ; ces nodules sont constitués de Lithothamniées. Vers le haut, nous passons d'abord à un microconglomérat à éléments assez bien roulés de phyllades, quartz, mica-schistes et granites, puis à un conglomérat grossier, bréchique, dont les éléments atteignent 30 cm. Aux éléments précédents s'ajoutent des débris de calcaires et grès calcaires provenant des A. S. ainsi que des nodules de Lithotham-

niées identiques à ceux dont nous venons de parler ; microconglomérat et conglomérat atteignent 10 m d'épaisseur. La puissance de la série est, dans la zone étudiée, supérieure à une centaine de mètres.

D'après les études de A. Jacobacci et G. Martelli [1957], son âge est miocène moyen. Des lavages dans la partie inférieure de la molasse calcaire ont permis à P. Marie de vérifier le remaniement important de la microfaune. Avec des formes du Crétacé inférieur se trouvent des formes présentant un cachet tertiaire récent. A côté de débris de glauconie, Lithothamniées, Éponges siliceuses, Bryozoaires, Crinoïdes et Lamellibranches, se trouvent d'abondants *Globigerina* sp., *Globigerina bulloides* d'ORB., *Marssonella oxycona* (Rss), *Textularia* sp., *Cornuspira* sp., *Dentalina* sp., *Elphidium* cf. *crispum* (L.), *Globobulimina* cf. *pacifica* CUSHM., *Chilostomelina ovoidea* (Rss), *Trifarina bradyi* CUSHM., *Bolivina* sp., *Amphistegina* sp., *Eponides* sp., *Cibicides variabilis* (d'ORB.). Cette molasse calcaire présente un phénomène caractéristique : une érosion différentielle sur la tranche des bancs souligne la stratification ; elle doit être due à une différence de composition lithologique, au sein d'un même banc, entraînant une différence de dureté et, par suite, cette érosion différentielle.

Tectonique.

La structure de cette région fut différemment interprétée. Quitzow [1935] dessine un grand nombre d'écailles. Ogniben [1960] figure schématiquement une fenêtre marquée par l'apparition des calcaires sous les phyllades.

A l'W et au S des Rocce Novara et Leone, les calcaires tithoniques reposent horizontalement sur le conglomérat rouge par contact mécanique, la limite se situant entre les côtes 1 050 et 1 150 m. Au NE de la Rocca Novara, les phyllades chevauchent les calcaires selon Quitzow [1935]. Or, à cet endroit, la végétation et les éboulis de calcaires reposant sur les phyllades empêchent de voir nettement le rapport des deux unités. Un tel chevauchement n'aurait évidemment rien de surprenant et pourrait être le prolongement de celui que l'on observe au S du Monte Ritagli di Lecca sur une longueur de 2 km environ. Cependant, nous pensons que l'ensemble des calcaires tithoniques des Rocce Novara et Leone repose en contact anormal sur les phyllades et le conglomérat rouge. Il en est de même sur le bord nord

du Poggio Campi ; par contre, au Sud-Sud-Ouest, un accident vertical de direction WNW-ESE sépare les calcaires tithoniques du conglomérat rouge et de la molasse oligo-miocène.

Dans les écailles reconnues par Quitzow, la dispersion des directions de chevauchement est curieuse. Cet auteur figure des chevauchements vers l'Ouest-Sud-Ouest, le Sud et le Sud-Est. Le piton 857 (en wc 121066), au SW du F^o (Fiumoso) Bandita, constitue d'après Quitzow une écaille chevauchant vers le Sud-Ouest. C'est un ensemble calcaire massif, mais fortement fracturé et écrasé sans aucun pendage visible. Son épaisseur est supérieure à 100 m alors que sa largeur d'affleurement est inférieure à 150 m. Cette « écaille » serait limitée latéralement par deux petits ravineaux, au-delà desquels la masse calcaire ne se poursuit pas. Dans ces ravineaux, nous voyons que la masse calcaire ne pénètre pas dans la montagne ; de plus le F^o Bandita ayant profondément entaillé la vallée, il est possible de constater que les calcaires ne réapparaissent pas de l'autre côté du Fiumoso. Au point 857, le con-

glomérat rouge repose sur les calcaires tithoniques. Au lieu d'observer un contact normal de transgression, nous trouvons un calcaire fracturé, constitué d'un assemblage de blocs disjoints. Audessus, le conglomérat rouge se présente comme le remplissage de cet ensemble chaotique. Il nous est difficile de reconnaître une écaïlle dans cet exemple ; mais au contraire une masse calcaire détachée de la Rocca Novara, ayant glissé sur les phyllades, et avec celles-ci, jusqu'au fond du F^o Bandita. Plutôt que de voir cette « écaïlle » commandant le tracé du réseau hydrographique, nous pensons que le réseau hydrographique naissant a commandé le glissement. D'une façon générale, si l'on examine une à une les différentes « écaïlles », leur position s'explique, beaucoup mieux que dans l'interprétation de Quitzow, en faisant appel à des éboulements suivis de glissements sur les phyllades, d'où le terme de paquets éboulés-glissés. Leur aspect chaotique correspond d'ailleurs mieux à cette notion. Seuls les calcaires situés au SE du Monte Ritagli di Lecca font exception ; nous en reparlerons plus loin.

Les Rocce Novara et Leone et le Poggio Campi sont les seuls témoins de l'unité tithonique en place. Le Poggio Campi, qui s'allonge dans le sens E-W, présente une épaisseur assez faible (50 à 80 m), peu en rapport avec les énormes paquets éboulés-glissés auxquels il a donné naissance. Mais cela ne doit pas nous étonner si nous considérons l'importante érosion à laquelle est encore soumise ce pays en cours de soulèvement. C'est d'ailleurs cette importante érosion, et la nature lithologique des phyllades, qui expliquent la formation des paquets éboulés-glissés. Les phyllades, facilement érodées et entaillées de profondes vallées, laissent en surplomb les calcaires tithoniques. Ceux-ci, fracturés et écrasés, s'éboulent très facilement, donnant des débris de quelques centimètres jusqu'à des paquets de plusieurs centaines de mètres. Ces derniers, en équilibre instable sur les pentes, glissent jusqu'au fond des vallées avec les phyllades rendues plastiques par les pluies hivernales. C'est ainsi que l'on en trouve des masses plus ou moins importantes « enfoncées dans les phyllades » à tous les niveaux de la pente entre les calcaires en place et le fond actuel des vallées. Les affleurements très étendus formant la base du village de Novara di Sicilia et le Monte S. Croce peuvent être considérés comme des portions de l'unité calcaire ayant subi un glissement d'ensemble d'une centaine de mètres ; ce glissement ayant intéressé en même temps le conglomérat rouge et une certaine épaisseur de phyllades. G. Duée [1961] cite l'exemple typique d'une partie de la montagne de S. Fratello, glissant sur

les phyllades, qui, en 1922, est venue écraser les maisons du village.

Nous n'avons pas eu l'occasion d'étudier, au NW de Novara di Sicilia, les affleurements calcaires et dolomitiques signalés à S. Piero Patti, Raccùia et S. Angelo di Brolo par la carte géologique au 100 000^e [Cortese, 1881]. Par contre, les chaînons calcaires disséminés sur les phyllades entre le Monte Ritagli di Lecca et la mer Ionienne sont mieux connus. Ceux qui se trouvent dans la région de Taormina, Mougiuffi, Rocca Fiorita ont été récemment étudiés par Malferrari [1957] et Santo Motta [1957] ; ils appartiennent en grande partie au Lias inférieur et moyen et sont transgressifs sur les phyllades par l'intermédiaire d'un conglomérat de base rouge attribué au Lias inférieur [Maugeri, 1932] et que A. Caire assimile au Verrucano. Font exception toutefois les calcaires et calcaires dolomitiques de Forza d'Agro, de faciès analogue à ceux de Novara di Sicilia, qui se trouvent dans une position tectonique identique : ils reposent sur le conglomérat rouge par l'intermédiaire d'un contact mécanique.

La présence de *Trocholines* et de *Chypeina jurassica* FAVRE en lame mince prouve bien leur âge tithonique, comme l'avait déjà observé Giannotti [1958]. Nous avons donc deux témoins de l'unité tithonique fort éloignés l'un de l'autre. Dans l'état actuel de nos connaissances, il est délicat d'assimiler l'unité tithonique à une nappe, en se basant uniquement sur la présence de ces deux témoins. Il est cependant logique d'affirmer que les calcaires tithoniques ont subi un charriage important, sans qu'il soit possible d'en déterminer la provenance.

D'après la coupe n° 15 (Abb 51) de Quitzow [1935], l'Oligo-Miocène situé au S du Poggio Campi serait chevauché par l'unité tithonique, ce qui est faux. Nous pensons que cette unité s'est mise en place avant le dépôt de la molasse oligo-miocène. De minutieuses études de terrains, particulièrement dans la région de Forza d'Agro, sont encore nécessaires pour déterminer les rapports existant entre les deux unités. S'il existe des chevauchements de calcaire sur l'Oligo-Miocène, ils doivent être secondaires et postérieurs à la mise en place de l'unité tithonique.

Examinons maintenant le comportement tectonique de la molasse tertiaire et des A. S. au S du Monte Ritagli di Lecca ; nous observons deux contacts anormaux :

— les A. S. reposent directement sur les phyllades.

— les phyllades reposent sur le conglomérat rouge et les calcaires tithoniques. Comme nous

l'avons déjà montré [Truillet, 1961], les A. S. reposant directement sur le cristallin ont subi des glissements récents.

A l'E du Monte Ritagli di Lecca, au contact A.S.-phyllades, et malgré la mauvaise qualité de l'affleurement, on note une certaine interpénétration des deux terrains ne correspondant pas du tout à une position normale ; de plus, au Monte Castello d'Orlando, l'Oligo-Miocène repose en transgression sur le cristallin et supporte les A. S. Nous constatons d'autre part la présence d'une faille de direction NNW-SSE qui intéresse le conglomérat rouge et les calcaires tithoniques. Or la molasse calcaire, parfaitement litée, repose à cheval sur cette faille sans être affectée par la cassure. Donc la carapace de molasse calcaire formant le Monte Ritagli di Lecca, qui nous avait longtemps semblé en place, a été l'objet d'un glissement récent assez important. Quant à la position anormale des phyllades sur le conglomérat rouge et les calcaires, elle peut s'expliquer de deux façons :

— la présence de la petite écaille coincée dans les calcaires de la Rocca Novara témoigne de l'existence de mouvements tectoniques postérieurs à l'Oligo-Miocène. Les phyllades ont pu se mettre en place au cours de ces mouvements. De plus, au SE du Monte Ritagli di Lecca, les masses de calcaires tithoniques présentent les caractères d'écailles à la différence de tous les autres affleurements calcaires étudiés. Ils pénètrent profondément dans la masse du conglomérat rouge qui les entoure et ils présentent au contact de celui-ci des surfaces de chevauchement très nettes ;

— il est cependant possible d'expliquer autrement la position anormale des phyllades. Ces phyllades ne semblent pas avoir été affectées par

le jeu de la faille. Leur mise en place peut provenir d'un glissement analogue à celui des A. S. et de la molasse calcaire. Au cours d'une première phase de glissement, les A. S., avec leur couverture de molasse calcaire, se sont mises en place sur les phyllades, puis le glissement aurait continué avec, à la base, un coussinet de phyllades.

Nous pensons que les deux phénomènes précédents ont dû se produire : chevauchement des phyllades vers le Sud-Sud-Est avec écaillage des calcaires tithoniques dans le conglomérat rouge ; puis glissement récents reprenant les mêmes phyllades.

L'Oligo-Miocène formant le Monte Castello d'Orlando est en place bien qu'il ait été fortement tectonisé comme en témoignent les phyllades qui viennent affleurer 500 m à l'W du sommet du Monte Castello d'Orlando (en wc 135 078). Par contre, l'Oligo-Miocène, les A. S. et la molasse calcaire qui se trouvent entre Novara di Sicilia et le Monte Castello d'Orlando ont subi des glissements récents importants, soit sur les A. S., soit sur les phyllades.

Dans les Contrade Poma et Rosano se trouvent une multitude de lambeaux glissés sur les phyllades ; ces lambeaux sont composés de granites porphyroïdes, de calcaires et dolomies tithoniques, de calcschistes d'âge crétacé inférieur, de conglomérat rouge, et surtout de molasse calcaire.

La présence de lambeaux de molasse calcaire sur la crête de la Contrada Rosano ou dans une petite vallée sèche suspendue au S du point 912 montre l'importante action de l'érosion passée et actuelle, car dans l'état actuel de la topographie, on ne peut pas trouver le lieu de provenance directe de ces masses glissées.

Conclusion.

Cette étude nous a permis de mettre en évidence, dans la région de Novara di Sicilia, trois faits essentiels :

— la présence d'une unité de calcaires et dolomies tithoniques charriée sur un conglomérat d'âge éocène ou oligocène ;

— l'existence de mouvements tectoniques pos-

érieurs à l'Oligo-Miocène, au cours desquels de l'Oligo-Miocène a été coincé sous forme d'écaille dans les calcaires tithoniques ;

— la très grande importance des glissements récents. La fréquence et l'ampleur de ces glissements, ainsi que la forte érosion, rendent très difficile l'étude des structures et des phases tectoniques.

Bibliographie.

- ACCORDI B. (1960). — Segnalazione di un'ittiofauna del Cretaceo medio sull'Altipiano di Floresta (Sicilia nord-orientale). *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 79, fasc. 1, p. 53-58.
- ANDREATTA C. (1955). — Polimetamorfismo e stile tettonico in rapporto alla metallogenesi nel cristallino dei Peloritani. *Riv. Min. Sic.*, n° 33, p. 1-99.
- CAIRE A. (1957). — Étude géologique de la région des Biban (Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, n. s., *Bull.* n° 16.
- (1960). — Les chaînons calcaires du Nord-Est sicilien. Comparaisons avec la chaîne calcaire d'Algérie. *C. R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 3013-3015.
- (1961). — Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile. *B. S. G. F.*, (7), III, p. 545-557.
- CAIRE A. et MATTAUER M. (1960). — Comparaisons entre la Berbérie et le territoire siculo-calabrais. *C. R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 1084-1806.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET C. (1960). — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 915-938.
- DI STEFANO G. (1887). — L'età delle rocce credute triasiche del territorio di Taormina. *Giorn. Sc. nat. ed ec. Palermo*, vol. 18, p. 389-435.
- DUÉE G. (1961). — Contribution à l'étude géologique de la chaîne calcaire des monts Péloritains. Zone de Militello-Tortorici (Sicile nord-orientale). *B. S. G. F.*, (7), III, p. 568-579.
- FUCINI A. (1919). — Il Lias superiore di Taormina e i suoi fossili. *Pal. italica*, vol. 35.
- GIANOTTI A. (1958). — Deux faciès du Jurassique supérieur en Sicile. *Rev. Micropal.*, vol. 1, fasc. 1, p. 38.
- JACOBACCI A. et MARTELLI G. (1957). — Alcuni risultati del nuovo rilevamento geologico del versante settentrionale dei Monti Peloritani. *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 79, p. 837-877, 13 fig., 1 pl.
- MALFERRARI N. (1957). — Risultati preliminari sul rilevamento geologico delle zone comprese nell'tavolette: Limina-S. Teresa di Riva-Ali. *Ibid.*, vol. 79, p. 453-461.
- MAUGERI PATANÈ G. (1932). — Introduzione allo studio geo-paleontologico del M. Ucina e dintorni (Prov. Messina). *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 51, n° 1, p. 115-170, 3 fig.
- OGNIBEN L. (1960). — Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord orientale. *Riv. Min. Sic.*, n° 64-65, p. 183-212, 2 fig., 2 pl.
- QUITZOW H. W. (1935). — Der Deckenbau des kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Beitr. geol. west. Mediterrangebiete (Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.)*, III F., H. 13, p. 63-186.
- SANTO MOTTA (1957). — Appunti preliminari sui rilevamenti geologici effettuati in Sicilia durante il 1956 nella zona Taorminese del foglio 262. (M. Etna). *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 79, p. 427-437.
- TRUILLET R. (1961). — Situation des argiles scaglioses dans les monts Péloritains (Sicile). *C. R. Ac. Sc.*, t. 253, p. 2384-2385.

Contribution à l'étude géologique de la chaîne calcaire des monts Péloritains (zone de Militello-Tortorici) Sicile nord-orientale

par Gérard DUEE*.

Sommaire. — L'auteur étudie la structure tectonique de la chaîne calcaire des monts Péloritains dans la région qui va de Militello à Tortorici (Sicile nord-orientale). Dans la chaîne calcaire qui chevauche la zone des flyschs méridionaux, il existe trois unités tectoniques superposées qui se sont mises en place à des époques différentes (entre l'Éocène inférieur et le Miocène supérieur).

L'âge du chevauchement sur la zone des flyschs reste encore problématique ; il est peut-être antérieur au dépôt des formations molassiques oligo-miocènes. Le flysch qui affleure immédiatement au Sud est d'âge tithonique et crétacé inférieur ; il est vraisemblablement en position chevauchante sur le flysch numidien. Les terrains métamorphiques affleurent au NE de la chaîne calcaire ; entre les micaschistes à biotite et les phyllades, il existe vraisemblablement un contact chevauchant dont l'importance est difficile à évaluer.

Introduction.

Des levés détaillés ont été effectués cet été sur les feuilles de Sant'Agata di Militello (n° 252 III SE), Galati Mamertino (n° 252 II SO), Naso (n° 252 II NO) et Monte Soro (n° 261 I NO).

Du point de vue géographique, cette région fait partie de la chaîne des monts Nebrodi et, plus exactement, de son prolongement nord-oriental ou Caronie. Au NE de cet ensemble se développent les monts Péloritains.

Du point de vue géologique, elle englobe la terminaison occidentale de la chaîne calcaire des Péloritains (feuilles de Sant'Agata di Militello et Galati-Mamertino), qui est encadrée au Nord-Est par les terrains métamorphiques des premières pentes des Péloritains (feuille de Naso), au Sud et au Sud-Ouest par la zone des flyschs des monts Nebrodi.

C'est dans la région étudiée que la chaîne calcaire a son développement transversal NE-SW maximal. Elle présente ici une largeur supérieure à 5 km, alors qu'à partir de Galati et jusqu'à la côte est de la Sicile, elle n'apparaît que suivant une bande étroite, sauf dans la région de Taormina où elle reprend exceptionnellement une extension plus importante. Il s'agit, dans la région considérée, d'un massif dont la plupart des pics culminent à des altitudes de 1 200 à 1 300 m

(Piano del Lupo, Serra Corona, Serra dei Ladri) et qui se marque d'autant mieux dans la topographie que les régions situées en son voisinage immédiat sont beaucoup plus déprimées. Dans le détail, il ne s'agit pas d'un ensemble continu, mais d'une marquetterie de pics calcaires séparés les uns des autres.

Le réseau hydrographique, dont la direction générale est S-N, correspond à des cours d'eau aux vallées extrêmement encaissées, très profondes, et dont la partie basse est remblayée par des masses d'alluvions énormes. L'érosion fluviale est accompagnée de phénomènes de glissement particulièrement spectaculaires ; nous en parlerons ultérieurement.

HISTORIQUE. — La chaîne des monts Péloritains a intéressé de nombreux auteurs. De 1871 à 1885, G. Seguenza décrit les séries métamorphiques, secondaires et tertiaires du Nord-Est de la Sicile. En 1882, E. Cortese entreprend pour le compte de la Carte géologique d'Italie des recherches d'ordre stratigraphique et paléontologique, ainsi que G. Di Stefano [1884] et Seguenza

* Note présentée à la séance du 18 décembre 1961.

[1885]. En 1886, L. Baldacci décrit quelques coupes stratigraphiques de la région. En 1906, M. Lugeon et E. Argand publient une note tectonique très intéressante ; ils remarquent, dans la chaîne calcaire des monts Péloritains, des phénomènes de charriage importants qu'ils relient à la nappe de Palerme. Auparavant, M. Limanowski [1909] avait étudié la tectonique de la région de Taormina. Il y avait déjà reconnu des plis couchés et des phénomènes de chevauchement.

En 1932, G. Maugeri-Patane publie une excellente étude stratigraphique et paléontologique du Monte Ucina près de Galati. Il cite, en outre, des phénomènes de chevauchement. En 1935, M. W. Quitzow étudie très en détail la zone de Galati-Longi. Il fait remarquer que la tectonique de cette région correspond à un empilement d'écaillés très complexes et que le bord méridional de la chaîne calcaire est séparé de la zone des flyschs par un accident vertical bien visible au voisinage d'Alcara li Fusi en particulier. Selon lui, cet accident « ne correspond pas au bord recourbé d'un charriage à plat le long duquel, par régions, les calcaires auraient été superposés sur le flysch au Sud ».

O. Pata, en 1949, s'attache à l'étude des schistes bitumineux des argiles varicolores, tan-

dis que C. E. Burekhardt [1950, 1952] s'occupe des phénomènes généraux d'ordre tectonique affectant les monts Péloritains. Plus récemment B. Campisi [1958] et R. Colaccichi [1958] publient de remarquables études stratigraphiques et tectoniques de la zone de Sant'Agata-Floresta. L. Ogniben [1960], dans son schéma géologique de la Sicile nord-orientale, reconnaît dans la région considérée trois nappes de recouvrement : la nappe de Longi, la nappe de Galati et la nappe de l'Aspromonte qui constituent le « complexe calabride ». En 1960, A. Caire, L. Glangeaud et C. Grandjacquet mettent en évidence les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien. D'un autre côté, A. Caire [1960] s'attache plus particulièrement à l'étude des chaînons calcaires du Nord-Est sicilien et de leur rapport avec la chaîne calcaire algérienne.

On voit donc que la littérature ayant trait aux monts Péloritains est déjà importante. En ce qui concerne plus particulièrement la portion de la chaîne calcaire comprise entre Sant'Agata di Militello et Floresta, B. Campisi et R. Colaccichi ont, par leurs travaux effectués en 1958 et cités en référence, mis en évidence l'essentiel de la structure tectonique. La présente note n'est donc qu'une contribution à la connaissance de la région qu'ils avaient précédemment étudiée.

Étude stratigraphique et tectonique de la chaîne calcaire.

On peut distinguer dans la chaîne calcaire plusieurs unités tectoniques superposées : l'unité de Longi ou unité inférieure, l'unité dolomitique et l'unité de Galati constituant l'unité moyenne, et l'unité des calcaires rouges, supérieure aux deux précédentes. La présence de ces différents ensembles tectoniques fait qu'il est nécessaire de décrire la série stratigraphique correspondant à chacun d'eux, puis de préciser leur position dans l'édifice tectonique.

1. UNITÉ INFÉRIEURE OU UNITÉ DE LONGI. — Les ensembles lithologiques la constituant sont particulièrement nets. On peut observer, en effet, la série stratigraphique suivante :

a) *Les conglomérats de base* (ang). Ils sont encore appelés anagénites par les auteurs italiens. Ils sont bien visibles dans le cours du Fiume San Basilio à la latitude de Longi.

Ce sont des conglomérats à petits éléments qui correspondent presque exclusivement à des quartz roulés, blancs ou roses, dont le diamètre est compris entre 2 mm et 2 cm. Aux quartz s'ajoutent

quelques débris de phyllades. L'ensemble est aggloméré par un ciment siliceux de teinte rouge lie-de-vin. Vers le sommet de la formation apparaissent des bancs de nature identique mais de couleur blanche ou légèrement verdâtre. Ceux-ci sont particulièrement bien visibles après la sortie du village de Longi.

La série, dont la puissance est comprise entre 250 et 300 m, présente une stratification très grossière.

Les géologues italiens pensent qu'il s'agit de sédiments continentaux ou épicontinentaux, formés sous climat désertique ou subdésertique. Ils les comparent aux couches du « verrucano » ou aux « grès rouges du Val Gardena ». Certains, comme Seguenza, les datent du Trias (Buntsandstein), d'autres, comme Cortese, les considèrent comme Muschelkalk. Maugeri-Patane les voit reposer normalement sur les phyllades et passer de manière progressive aux premiers bancs fossilifères du Lias inférieur. Il les considère donc comme pré-liasiques.

Jusqu'à présent ces formations n'ont fourni

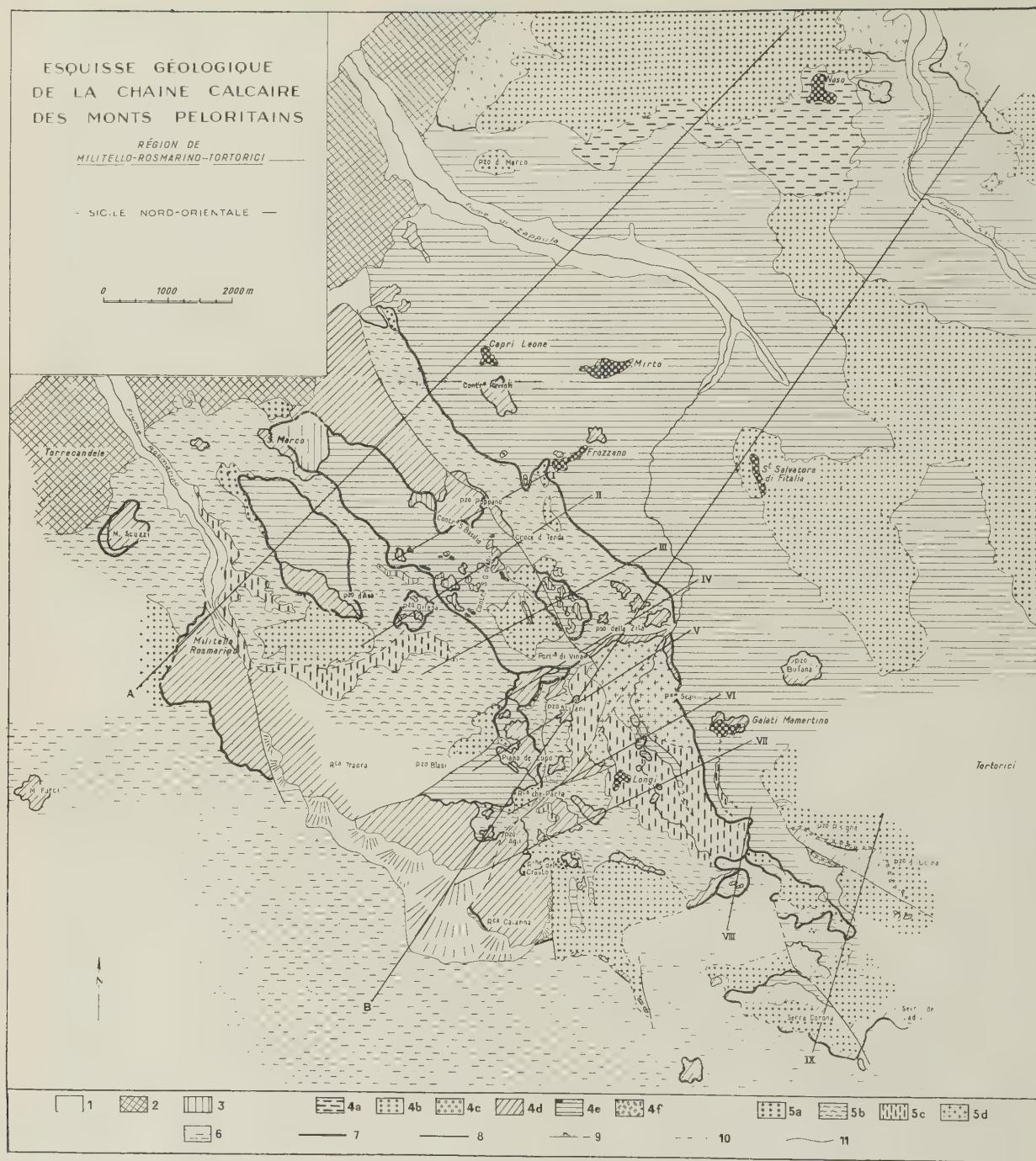


Fig. 1. — Esquisse géologique de la chaîne calcaire des monts Péloritains (zone de Militello-Tortorici).
Sicile nord-orientale (avec le tracé des coupes des fig. 2 et 4).

1 : alluvions — 2 : formations récentes — 3 : *unité des calcaires rouges* (calcaires rouges à entroques du Lias moyen) — 4 : *unité de Galati* (4 a : calcarénites de Naso ; 4 b : conglomérats molassiques oligo-miocènes ; 4 c : Nummulitique ; 4 d : dolomie et calcaires dolomitiques ; 4 e : phyllades et calcaires métamorphiques ; 4 f : micaschistes) — 5 : *unité de Longi* (5 a :

conglomérats molassiques oligo-miocènes) ; 5 b : série calcaréomarneuse ; 5 c : série calcaire de Longi, Lias inférieur ; 5 d : conglomérats rouges de base des séries liasiques) — 6 : *unité du flysch tithonique* — 7 : chevauchements principaux — 8 : chevauchements secondaires — 9 : failles — 10 : ligne de contact non définie — 11 : limite de couches.

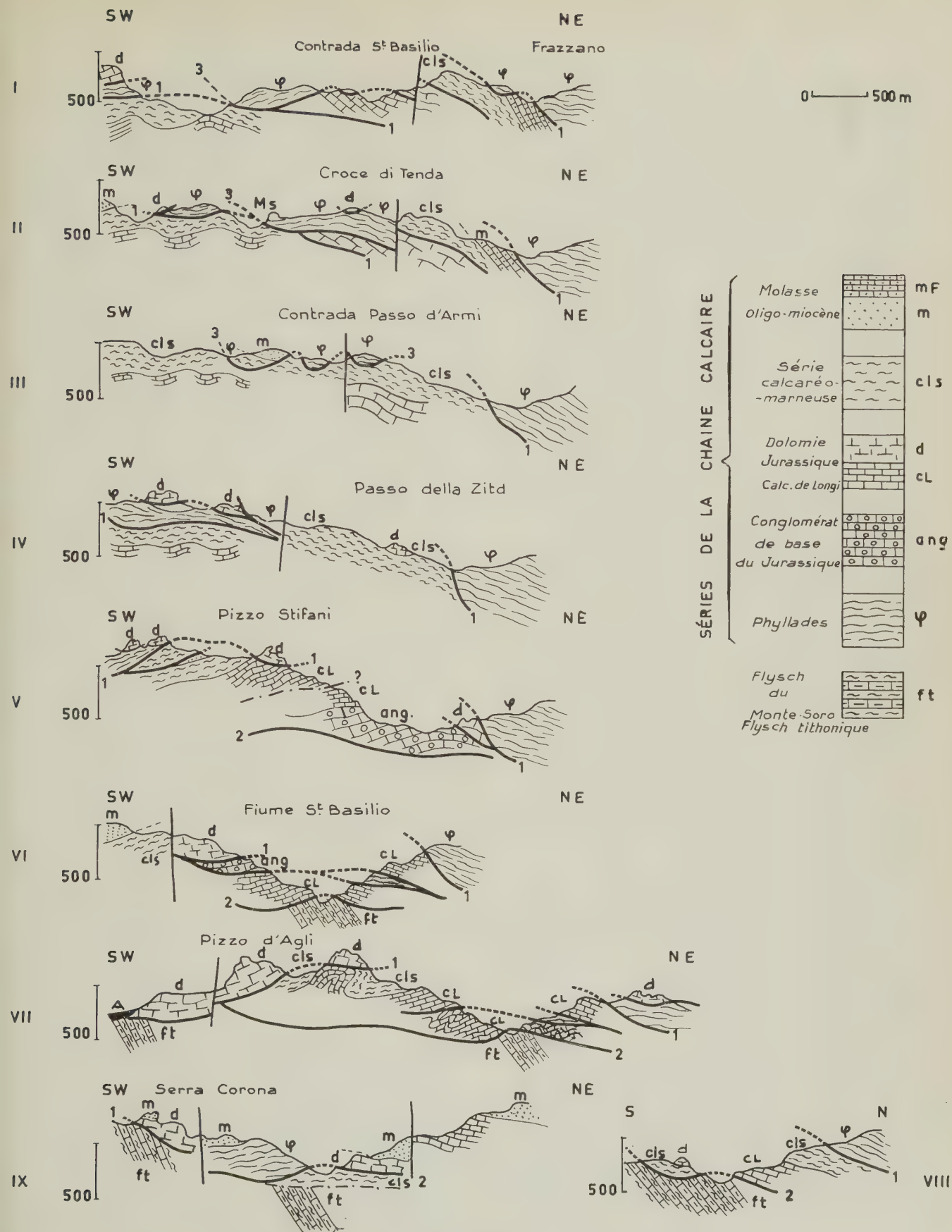


FIG. 2. — Structure tectonique détaillée de la chaîne calcaire.

aucune faune, l'âge reste donc problématique. Les seuls restes organiques sont de petites veines de lignite découvertes par R. Colaccichi [1958].

b) *La série calcaire* (cL). Elle repose en concordance sur les conglomérats rouges basaux. Son épaisseur est comprise entre 400 et 500 m. Selon Maugeri-Patane, elle correspondrait au Lias inférieur. Elle peut se subdiviser en trois termes lithologiques :

— à la base, des calcaires gris sombre, à pâte fine, en bancs de 30 à 40 cm d'épaisseur ;

— dans la partie moyenne, une alternance de marnes calcaires et de calcaires identiques aux précédents contenant des niveaux lumachelliques ;

— au sommet, des calcaires gris sombre à cassure conchoïdale, contenant des nodules ou des bancs assez continus de silice.

c) *La formation calcaréo-marneuse* (cls). Ce sont des marnes calcaires rouges et vertes apparemment en concordance sur la série calcaire. Le passage est bien visible dans le ravin situé immédiatement au S du Pizzo Difesa.

Il n'est pas rare de trouver, intercalés dans ces marnes, des calcaires marneux verdâtres à aspect gras, des calcaires en petits bancs beige clair, à pâte fine, et des calcaires microbréchiques. La puissance de cette formation à prédominance marneuse est comprise entre 250 et 300 m.

Ces dépôts couvrent une vaste région comprise entre les localités de Longi, Capri Leone, San Fratello et Militello Rosmarino. Les auteurs italiens admettent généralement qu'ils comprennent du Lias supérieur, du Dogger et aussi du Crétacé supérieur et de l'Éocène étant donné la découverte de *Globotruncana* et de *Globorotalia*.

d) *Les formations molassiques*. Le passage de la formation calcaréo-marneuse aux séries molassiques peut s'observer de deux manières différentes :

— dans la région de Frazzano et à la Contrada Passo d'Armi (feuille de Galati), ainsi qu'à Contrado San Marina près de San Marco, à la Serra della Croce, à San Fratello (feuille de Sant'Agata di Militello), on voit apparaître au sommet de la formation calcaréo-marneuse des marnes sableuses et micacées surmontées de petits bancs gréseux (1 à 2 cm d'épaisseur), fortement micacés et ferrugineux. Leur épaisseur va en augmentant à mesure que l'on monte dans la série et ils finissent par atteindre une puissance de plus de 1,50 m chacun. Cette formation a été appelée « flysch de Frazzano » par L. Ogniben [1960] (mF).

— au S des localités ou lieux-dits déjà cités, les marnes rouges sont recouvertes par de très puissants conglomérats mal consolidés. Les galets sont bien roulés et sont de toutes tailles (du poing

à 1 m³). Ils sont formés de dolomie, de calcaires compacts, de calcaires oolitiques, de conglomérats rouges, de phyllades, de micaschistes, de gneiss et de granites. L'ensemble a parfois plus d'une centaine de mètres d'épaisseur.

Au-dessus, on peut observer des grès fins micacés, très friables, à stratification grossière, dans lesquels apparaissent des bancs ou des lentilles de conglomérats analogues à ceux précédemment décrits à la base de la formation.

Les éléments constituant les conglomérats proviennent, semble-t-il, de la dégradation des terrains métamorphiques et de la chaîne calcaire des Péloritains. Leur dénomination de « formations molassiques » est donc justifiée dans l'optique de M^{me} Rech-Frollo¹ qui propose d'appeler « molasse » les matériaux détritiques dont les reliefs nourriciers ont laissé actuellement des témoins importants et qui sont discordants sur le substratum (m).

La « molasse » contient généralement peu de fossiles.

A sa base on observe parfois quelques rares Numulites vraisemblablement remaniées. Les auteurs italiens admettent généralement que l'âge de cette formation est oligocène et miocène inférieur et moyen. Burckhardt [1952] en fait un complexe postorogénique tertiaire.

e) *Position tectonique de l'unité de Longi*.

— Les conglomérats rouges et les séries calcaires (ang et cL) chevauchent le flysch du Monte Soro. On peut en effet observer dans le cours du Fiume San Basilio plusieurs affleurements d'un flysch parfaitement comparable à celui qui se développe au S et au SW de la chaîne calcaire (fig. 2, coupes VI et VII). Il s'agit, semble-t-il, de petites fenêtres ou de lambeaux arrachés au substratum lors du déplacement des masses supérieures. Cette série est, de plus, écaillée : sur la rive droite du Fiume San Basilio on trouve, par exemple, intercalées tectoniquement dans les calcaires, une dizaine de mètres de phyllades provenant indéniablement du socle (fig. 2, coupe VII). Au N de Longi, les conglomérats rouges basaux reposent anormalement sur les calcaires (fig. 2, coupe VI).

— Entre les calcaires et la formation calcaréo-marneuse, il existe vraisemblablement une surface d'écaillage importante. On observe en effet très souvent, à la base de la formation calcaréo-marneuse, des blocs de calcaires dolomitiques emballés tectoniquement. Ceux-ci sont particulièrement bien visibles au Passo della Zita, de

1. RECH FROLLO M. (1960) : Flysch et molasse. *B. S. G. F.*, 7, II, p. 752-757.

part et d'autre de la route Longi-Frazzano. La route qui mène de Sant'Agata à San Marco permet d'observer le contact de ces blocs avec, cette fois, la formation calcaire ; ce contact est indéniablement tectonique.

Selon Maugeri-Patane [1932], ces séries dolomitiques apparaîtraient au sommet du Lias moyen. Cet âge vient donc confirmer les observations tectoniques, à savoir que la formation calcaréo-marneuse, dont la base correspond au Lias supérieur, aurait laminé le socle dolomitique du Lias moyen en se déplaçant et, de ce fait, serait venue au contact des séries calcaires du Lias inférieur.

Au sein de la formation calcaréo-marneuse, qui se présente contournée et laminée en maints endroits, il existe vraisemblablement diverses écaïlles ; étant donné la nature très argileuse de cette série, il est difficile de les mettre en évidence.

— Les formations molassiques (mF et m) sont subhorizontales. On les trouve sur n'importe quel terme de la série chevauchante, soit sur les calcaires, soit sur les marnes. On les observe également sur le flysch du Monte Soro, au voisinage de la Serra Corona (feuille de Monte Soro) par exemple. On ne peut dire, dans ce cas, si les affleurements observés correspondent à des klippes représentant le reste d'une unité tectonique, ou à des buttes témoins respectées par l'érosion de la série molassique déposée à l'origine « transgressivement » sur le flysch.

On peut penser que la molasse s'est déposée postérieurement au chevauchement de l'unité de Longi sur la zone des flyschs ; elle ne semble pas, en effet, participer aux imbrications affectant les séries calcaires et calcaréo-marneuses. Lorsque sera connu le mode de gisement de la molasse sur le flysch, on saura si cette hypothèse est à retenir ou à rejeter.

L'unité inférieure de Longi est recouverte par une unité moyenne qui se divise en deux parties : l'unité de Galati, qui se développe depuis Galati jusqu'à Capri Leone et au-delà, au Nord, est surtout constituée de phyllades, et l'unité dolomitique que l'on trouve à l'W d'une ligne reliant les deux localités citées.

2. L'UNITÉ DOLOMITIQUE. — Il est difficile d'établir, dans la région considérée, une série stratigraphique précise de cette unité. Elle correspond à une série de klippes qui ne montrent jamais une série stratigraphique complète. Cependant, à la Contrada San Giovanni ainsi qu'à la Serra Corona et au Piano del Lupo, on observe une suite de termes faisant partie intégrante

d'une série du Lias inférieur et moyen reconnue par R. Truillet dans la région de Taormina. On note de bas en haut :

- a) des conglomérats rouges dont l'épaisseur est réduite à une dizaine de mètres ;
 - b) une série dolomitique sans stratification apparente, dans laquelle on peut observer des passées de calcaires compacts et oolitiques, des calcaires compacts à nombreux petits nodules de calcite, des calcaires à quartz roulés blancs en proportion plus ou moins variable ;
 - c) une dolomie massive.
- Ces formations correspondraient au Lias inférieur ;
- d) une alternance de calcaires gris à points foncés et de marnes calcaires grises du Lias moyen.

Des termes équivalents à cette série s'observent en position chevauchante sur la formation calcaréo-marneuse et sur la molasse dans la région de Longi (Piano del Lupo, Pizzo Stifani, Contrada Cucculari, Rocche del Crasto, Pizzo d'Asa, Pizzo Difesa, Contrada San Giovanni, Contrada San Basilio, Pizzo Scuzzi) (fig. 2, coupes I à V (d)).

Il existe donc deux séries superposées de même âge mais de faciès différents.

Quelle est, de ce fait, la position des masses dolomitiques qui affleurent depuis Alcara li Fusi jusqu'à la Rocca Calanna, par rapport aux deux unités reconnues ?

Elles sont topographiquement inférieures aux séries dolomitiques chevauchantes. Sous la Rocca Calanna, j'ai pu observer des marnes rouges comparables à celles de la formation calcaréo-marneuse de l'unité de Longi. La Rocca Calanna se rattacherait donc à l'unité dolomitique. Quant à la Rocca Traora, je n'ai malheureusement pas pu observer, faute de temps, ses rapports avec l'unité de Longi. B. Campisi [1958], qui a bien étudié cette région, considère les masses dolomitiques dont elle est formée comme un équivalent latéral de l'unité de Longi.

C'est dans cette région que M. W. Quitzow a cru voir un accident vertical séparant la chaîne calcaire de la zone des flyschs. La chaîne calcaire est en effet bordée par des falaises abruptes de plus de 200 m de haut. Étant donné les immenses surfaces d'éboulis existant au S des masses dolomitiques, ces falaises doivent représenter un stade de recul du versant, sous l'effet de l'érosion.

3. L'UNITÉ DE GALATI. — Elle est remarquable par son extension. Elle se développe de manière extrêmement nette depuis Capri Leone et même au-delà vers le Nord jusqu'aux alentours de Galati. La ligne de contact anormal qui la limite au Sud-Ouest a une direction générale NW-SE.

Elle est constituée de phyllades sur lesquelles on remarque des blocs de calcaires mésozoïques.

a) *Les phyllades*. Elles atteignent parfois plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (par exemple sur les rives du Fiume di Fitalia au N de Frazzano). Elles ont des teintes variées, vert (chlorite), noir (graphite) ou violet (manganèse). Elles contiennent des filons ou de petites lentilles de quartz, des roches vertes d'origine volcanique que l'on peut observer bien développées autour de Capri Leone et des calcaires métamorphiques.

Ces derniers se présentent à n'importe quel niveau dans les phyllades, et l'importance des affleurements est très variable (elle peut aller de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de long sur quelques mètres à plusieurs dizaines d'épaisseur). Ce sont des calcaires cristallins très durs, caractérisés par un pseudo-litage dû à de nombreuses veines de calcite très contournées. Ces calcaires métamorphiques ont été comparés

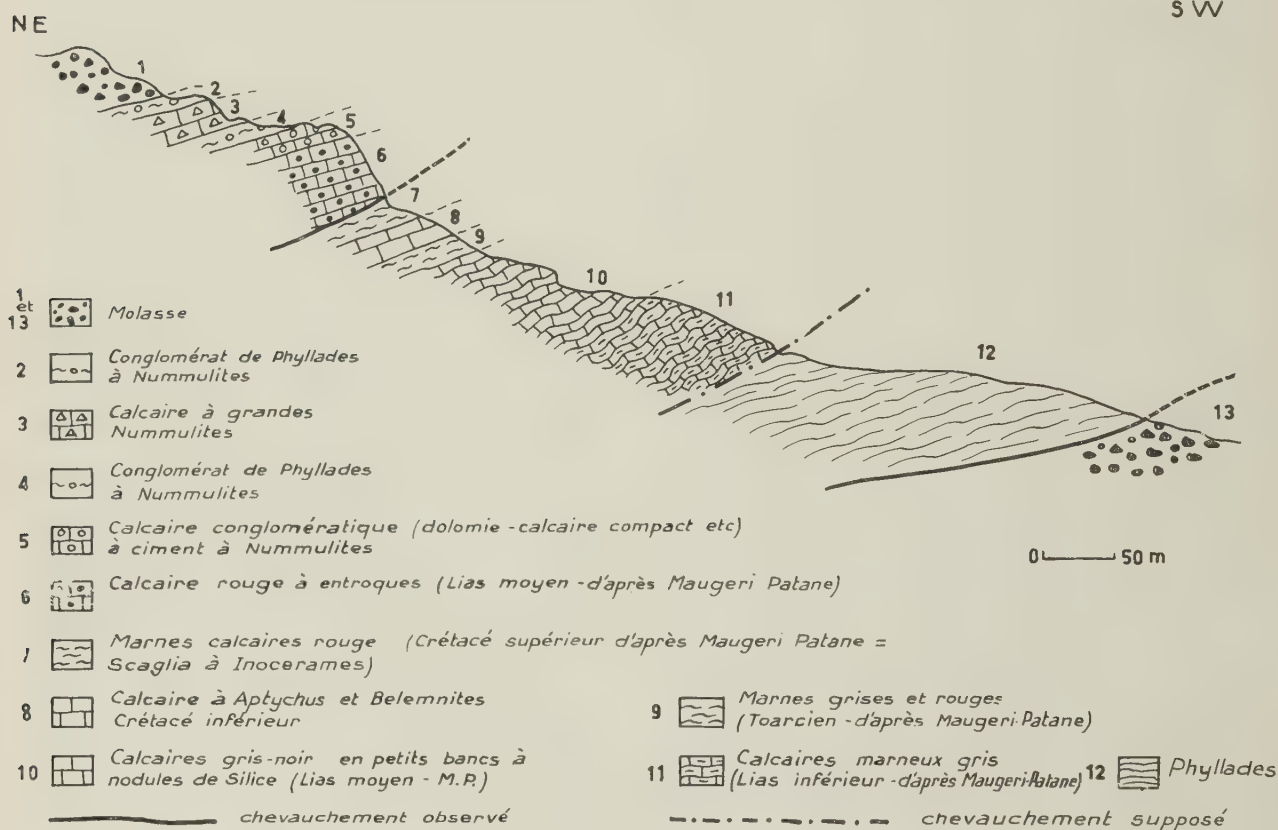


FIG. 3. — Série stratigraphique du Monte Ucina près de Galati.

par P. Fallot aux « calizas alabeadas » des séries métamorphiques de la nappe de Malaga en Espagne où l'on a découvert des *Orthoceras* et des *Tentaculites* siluriens. Les calcaires métamorphiques et les phyllades qui les contiennent seraient donc du même âge. Seguenza [1871] leur a attribué un âge carbonifère. Cortese, Di Stefano, Baldacci [1886] les ont rattachés à l'Archéen puis au Silurien. Beaucoup plus récemment Scalia [1914] les a rapportés à l'Oligocène. Maugeri-Patane [1932] les définit pré-liasiques puisqu'il les voit apparaître sous les premiers niveaux fossilifères du Lias.

b) *Le Mésozoïque*. En contact anormal sur les phyllades, on remarque des affleurements de Mésozoïque qui se présentent sous deux faciès différents.

— A Galati Mamertino, au Pizzo Bufana, à la Contrada Ravioli au NW de Frazzano, à Capri Leone, on observe des blocs de calcaires dolomitiques, de calcaires oolitiques associés à des conglomérats rouges réduits (tectoniquement semble-t-il). Ces blocs sont parfois très importants (plusieurs centaines de mètres de long). Ces séries correspondraient au Lias inférieur.

— Au Monte Ucina au S de Galati, Maugeri-

Patane [1932] a observé une coupe très intéressante puisqu'il y a reconnu tous les niveaux (définis paléontologiquement) depuis le Lias inférieur jusqu'au Crétacé supérieur. On peut, en effet, observer la série correspondant à la fig. 3.

Un peu au NW de l'emplacement de cette coupe, on peut voir la base de ces séries. Les cal-

caires marneux gris (niveau 11) se superposent à des calcaires dolomitiques et à des calcaires oolitiques. Les formations du Monte Ucina viendraient donc normalement sur les calcaires dolomitiques du Lias inférieur. Cette superposition est encore nettement visible à la Serra Corona.

La position tectonique de cette unité est sans

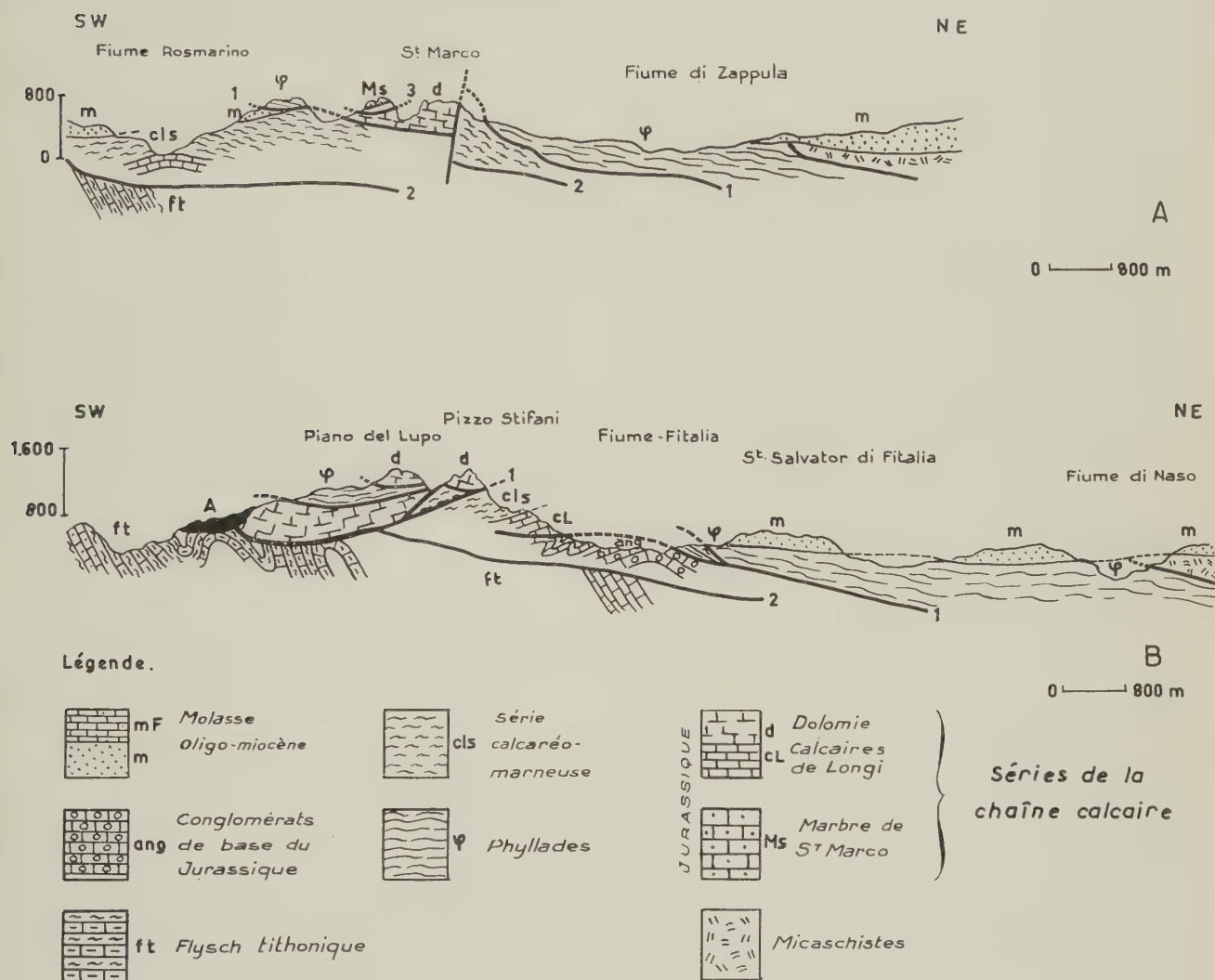


FIG. 4. — Coupes tectoniques générales à travers la chaîne calcaire.

équivoque. Les phyllades chevauchent en effet la formation calcaréo-marneuse et la molasse de l'unité inférieure depuis Capri Leone jusqu'aux alentours de Galati. Le contact est bien visible dans le cours du Fiume di Fitalia ; il est subvertical (50 à 60° E) et il s'aplatit rapidement vers l'Ouest. De Galati au Monte Ucina, le chevauche-

ment se fait sur les calcaires de la série de Longi et il est alors horizontal (fig. 2, coupes I à VII et fig. 4, coupes A et B, contact n° 1). Les formations calcaires du Mésozoïque reposent sur les phyllades en contact anormal et se comportent comme des écailles ou des klippen. Celles-ci se sont plus ou moins déplacées et sont venues au

contact du flysch du Monte Soro, à la Serra Corona par exemple.

La Serra Corona permet d'établir la relation existant entre l'unité de Galati et l'unité dolomitique. On y observe, en effet, la superposition de terrains constituant les klippen de l'unité dolomitique et d'autres, analogues aux séries du Monte Ucina. L'unité dolomitique est donc le prolongement occidental de l'unité de Galati chevauchant celle de Longi (contact n° 2 sur les coupes). Il s'ensuit que cet ensemble tectonique dépasse l'aire d'extension de l'unité de Longi, puisqu'on le retrouve au contact du flysch du Monte Soro à la Serra Corona et à la Rocca Calanna.

4. L'UNITÉ DES CALCAIRES ROUGES. — Au Monte Ucina (cf. fig. 3), on observe sur les marnes rouges du Crétacé supérieur des calcaires rouges à entroques attribués au Lias moyen par Maugeri-Patane. Ces derniers sont recouverts transgressivement par des couches nummulitiques de l'Éocène moyen et les formations conglomeratiques de la molasse oligo-miocène, analogues, en tout point, à celles de l'unité de Longi.

Ces calcaires rouges à entroques ne s'observent jamais intercalés dans l'une ou l'autre des séries stratigraphiques déjà décrites. A l'W de Frazzano, à la Contrada Marazza et à la Contrada Passo d'Armi, on en remarque de nombreux blocs, tous exploités en carrières, chevauchant la série

dolomitique de la Contrada San Basilio par l'intermédiaire d'un voile de phyllades. Il en est de même à San Marco d'Alunzio. Cette localité a d'ailleurs donné son nom au « marbre » rouge extrait de ces différentes carrières.

Étant donné l'analogie dans la position tectonique de ces blocs avec ceux du Monte Ucina et les distances dont ils sont séparés, il m'a semblé logique de distinguer une unité supplémentaire (contact 3, fig. 2, coupes I à III et fig. 4, coupe A).

CONCLUSIONS. — Ces différentes unités ainsi reconnues, il reste à fixer l'amplitude des mouvements de chevauchement qui les ont mises en place.

Pour l'unité supérieure (contact 3), cette amplitude est impossible à fixer dans l'état actuel des levés ; pour l'unité moyenne (contact 2), elle est au moins égale à 4 ou 5 km (distance entre les blocs dolomitiques les plus occidentaux et la ligne de contact anormal de l'unité de Galati proprement dite, bordant les phyllades) ; pour l'unité inférieure, elle peut être évaluée à 2,5 km ou 3 km (distance entre la « fenêtre » de flysch du Monte Soro la plus septentrionale apparaissant dans le cours du Fiume San Basilio et la zone des flyschs méridionaux). Cette amplitude est peut-être beaucoup plus importante, mais aucun argument ne permet, pour le moment, de l'affirmer.

Les régions encadrant la chaîne calcaire.

Il s'agit maintenant de faire le point des observations effectuées dans la zone des flyschs située au S et au SW de la chaîne calcaire et dans la zone des terrains métamorphiques qui se développent au Nord-Est.

1. LA ZONE DES FLYSCHS. — Seule, la partie voisine de la chaîne calcaire a été étudiée pour le moment. Il s'y développe de puissantes formations dont il est difficile de fixer l'épaisseur par suite de nombreuses variations de pendage. Elles correspondent à un flysch auquel on donne communément le nom de « flysch du Monte Soro » [Ogniben, 1960, Colaccichi, 1958]. Du point de vue lithologique, il s'agit d'une alternance de marnes noires, calcaires et feuilletées, à petits nodules de pyrite, et de bancs plus durs de nature variable. On peut observer soit un matériel pélique distribué en strates de 15 à 40 cm d'épaisseur à patine ferrugineuse (à la cassure elles présentent une pâte de couleur noire, très fine, qui

ne fait pas effervescence à l'acide chlorhydrique), soit des grès fins légèrement verdâtres ; on peut aussi noter la présence de microconglomérats à petits quartz roulés blancs et à petits galets de calcaires dolomitiques et oolitiques.

D'une manière générale, les termes qui affleurent à proximité de la chaîne calcaire sont à très forte dominante marneuse. On ne trouve que très peu de grès en bancs épais (3 à 5 m), ceci particulièrement au S d'Alcara li Fusi dans le cours du Fiume Rosmarino. Par contre, dans la zone du Monte Soro proprement dite, on observe une très importante prédominance des bancs gréseux.

L'âge de ces formations serait tithonique et crétacé inférieur. Des échantillons auraient fourni [Colaccichi, 1958] une faune de Calpionelles, et Maugeri-Patane [1932] signale un *Macrocephalites* sp. aux alentours de la Serra Corona. Caire et Mattauer [1960] signalent des *Aptychus*.

Ces séries sont très tectonisées. Au front de

chevauchement de la chaîne calcaire, elles sont très fortement plissées. Depuis Alcara li Fusi jusqu'à la Rocca Calanna, on peut observer, en surface et sur une dizaine de mètres d'épaisseur, des marnes très broyées, écailleuses, qui contiennent des plaquettes correspondant aux parties dures du flysch. Celle-ci sont laminées et leur surface présente un aspect brillant caractéristique. On pourrait penser qu'il s'agit d'« argille scagliose ». Il ne me semble pas que cette comparaison soit valable. L'état de broyage intense serait dû au chevauchement des masses calcaires supérieures. D'ailleurs l'aire d'extension très faible de cette formation jalonnant le contact anormal est un argument qui tendrait à montrer qu'il s'agit bien d'une « brèche de faille ». Les séries affleurant vers le Sud, c'est-à-dire dans la zone du flysch proprement dite, montrent toujours des pendages extrêmement forts et variés. Un fait important est la présence de deux fenêtres de flysch numidien au S de San Fratello. Le flysch du Monte Soro serait donc, dans ces régions, en position chevauchante sur le flysch numidien.

LA ZONE DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES AU NE DE LA CHAÎNE CALCAIRE. — Dans la région de Naso (cours du Fiume di Naso) et sur la route de Sant'Agata à Capo d'Orlando, on peut observer des micaschistes à biotite dans lesquels apparaissent des niveaux de gneiss ocellés, qui semblent correspondre à des filons, et des pegmatites. Celles-ci sont plissées et l'axe des plis, généralement couchés vers le Sud, a une direction E-W. Les rapports entre les micaschistes qui occupent

la moitié nord de la feuille de Naso au 25 000^e et les phyllades qui couvrent la moitié sud sont importants à connaître et malheureusement peu visibles, l'ensemble étant recouvert en grande partie par les conglomérats de base de la molasse oligo-miocène. J'ai cependant pu observer, sur la route de Brolo à Ficara, des conglomérats à ciment siliceux rouge et à galets de dolomie, calcaires oolitiques, quartz, micaschistes et phyllades, coïncés entre les micaschistes et les phyllades. Une observation analogue peut être faite à la Contrada San Noto sur la rive droite du Fiume di Naso. Ces conglomérats remanient des éléments de la chaîne calcaire et sont comparables aux conglomérats à galets à Nummulites que l'on trouve à la base de la série oligo-miocène dans la région de Galati. Les échantillons récoltés dans la région de Naso n'ont malheureusement fourni aucune faune. Il n'en reste pas moins vrai que ces conglomérats sont post-mésozoïques et que le contact entre les micaschistes et les phyllades est sûrement tectonique. Un peu à l'E de Naso, on remarque encore un affleurement de micaschistes assez important, reposant à plat sur les phyllades. Il est, en outre, complètement séparé de la masse de micaschistes principale. Ici encore le contact tectonique fait peu de doute. Il s'agirait d'une klippe.

Ces trois points d'observation sont situés à la limite observable des deux ensembles métamorphiques, micaschistes et phyllades. On pourrait donc penser qu'il existe un contact tectonique entre les deux, sans préjuger de son importance.

Tectonique récente et glissements.

1. LA TECTONIQUE RÉCENTE. — Les unités charriées sont affectées par un ensemble de failles à rejet vertical qui ne présentent pas de direction privilégiée. Certaines ont une direction NW-SE comme celle affectant la Rocca Traora, d'autres ont une direction NE-SW comme celles observées à la Rocca che Parla ou à la Rocca Calanna ou N-S comme à la Rochella del Castro. L'accident qui borde le Pizzo Poppano et dont la direction est NE-SW a une extension remarquable. Il est incliné vers l'Ouest (60 à 70°) et on peut voir nettement que l'effondrement ne s'est pas effectué en une seule fois mais par quartiers successivement dénivelés vers l'Ouest à la manière d'un escalier.

2. LES GLISSEMENTS. — Ils sont particulièrement spectaculaires en Sicile. Ils sont d'autant

plus nets dans les régions où affleurent les argiles « scagliose ». Dans la chaîne calcaire ils se manifestent également. Leur cause principale est vraisemblablement le soulèvement continu de l'île et, secondairement, les qualités mécaniques très différentes des roches en contact. Ils sont responsables, par exemple, de l'énorme accumulation d'éboulis au S de la Rocca Traora. Ces éboulis couvrent des surfaces parfois supérieures à 1 km de large. Les masses dolomitiques extrêmement puissantes dont ce pic est constitué ont dû, à une certaine époque, se mettre à glisser sur les marnes du flysch du Monte Soro. Les actions combinées du soulèvement et de l'érosion différentielle, affectant plus facilement les termes marneux du flysch sous-jacent, ont fait que les masses calcaires se sont trouvées en surplomb et se sont mises en mouvement, d'où la nature particulière

de ces éboulis constitués uniquement de gros blocs (quelques mètres cubes à plusieurs dizaines de mètres cubes) disposés de façon chaotique. Le résultat est un recul progressif de la falaise, qui continue d'ailleurs actuellement.

Un exemple historique d'un phénomène de glissement est celui qui a affecté la montagne de San Fratello en 1922. Toute une partie des masses calcaires s'est mise à glisser sur les phyllades chevauchant le flysch du Monte Soro, d'où l'écrasement d'une partie du village ou la mise en mouvement d'habitations que l'on observe actuellement dans des positions curieuses.

Sur la feuille de Galati Mamertino, à l'W de la Contrada Passo d'Armi et au N de la Sorgente Favoratta, on peut observer un bloc de conglomerats de plusieurs centaines de mètres de long sur plusieurs dizaines de mètres de large, en train de se désolidariser de la masse principale. Il glisse sur les phyllades par pans entiers de plusieurs dizaines de mètres de long vers le ravin situé immédiatement à l'Ouest.

Il ne s'agit que de quelques exemples parmi une foule d'autres observables dans l'île et tout aussi démonstratifs.

Conclusions.

L'étude de la chaîne calcaire permet de distinguer plusieurs unités tectoniques qui se sont mises en place à des époques différentes.

1) Dans la chaîne calcaire proprement dite, l'unité de Galati (contact 1) et l'unité dolomitique, qui est son prolongement occidental, se sont mises en place postérieurement au dépôt de la « molasse ». Celle-ci, dont la base comporte vraisemblablement l'Oligocène, apparaît « transgressive » sur un ensemble très tectonisé [écaillés de l'unité de Longi (contact 2), et unité des calcaires rouges (contact 3)].

2) Le chevauchement de la chaîne calcaire sur le flysch du Monte Soro correspond, à mon sens, au contact unité de Longi — flysch tithonique et crétacé inférieur. Ce mouvement est antérieur à celui qui a mis en place l'unité dolomitique (prolongement occidental de l'unité de Galati) ; celle-ci est en effet sur l'unité de Longi (contact 1), et

superposée au flysch à la Serra Corona et au Pizzo Mueli.

L'unité de Longi est extrêmement tectonisée.

La « molasse » semble s'être déposée « transgressivement » sur elle et ne paraît pas participer aux imbrications. Quand on la trouve sur la série chevauchée (flysch du Monte Soro), nous avons vu qu'il était difficile de préciser la nature du contact. En bordure même de la chaîne calcaire, le mode de gisement de la « molasse » sur le flysch est discutable de la même manière ; cependant, quand, latéralement, apparaissent les termes stratigraphiquement inférieurs à la « molasse » (formation calcaréo-marneuse ou calcaires du Lias inférieur), le contact anormal ne fait aucun doute.

On pourrait penser, dans ces conditions, que le chevauchement de la chaîne calcaire est antérieur au dépôt des formations « molassiques ».

Bibliographie.

- BALDACC I. (1886). — Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia. *Mem. Descr. Carta geol. Italia*, vol. 1.
- BENEO E. (1950). — Sull'identica tettonica esistente fra la Sicilia e il Rif. *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 62, p. 5-16.
- BURCKHARDT C. E. (1950). — Risultati preliminari di nuove ricerche nei Monti Peloritani in Sicilia. *Cons. naz. Ric., Contr. Sc. geol.*, an. 20, p. 57-59.
- (1952). — Contributi alla conoscenza del conglomerato basale della trasgressione terziaria postorogenetica nei Monti Peloritani (Sicilia). *Ibid.*, an. 22, p. 86-95.
- CAIRE A. (1960). — Les chaînons calcaires du Nord-Est sicilien. Comparaisons avec la chaîne calcaire d'Algérie. *C. R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 3013-3015.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET C. (1960). — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 915-938.
- CAIRE A. et MATTAUER M. (1960). — Comparaisons entre la Berbérie et le territoire siculo-calabrais. *C. R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 1804-1806.
- CAMPISI B. (1958). — Lineamenti geologici della regione di S. Agata di Militello, Floresta, e zone contermini (Sicilia settentrionale). *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 80, p. 565-610, 7 pl., 1 fig.
- COLACCICHI R. (1958). — Relazione sul rilevamento delle Tavolette « Galati Mamertino » e « Naso » (F 252) (Sicilia settentrionale). *Ibid.*, vol. 79, p. 497-554.
- CORTESE E. (1882). — Brevi cenni sulla geologia della parte NE della Sicilia *Ibid.*, vol. XIII.

- DI STEFANO G. (1884). — Sui brachiopodi della zona con « Posidonomia Alpina » di Monte Ucina, presso Galati. *Giorn. Sc. nat. ed econ. Palermo*, vol. XVI, p. 142-166.
- (1887). — Sul Lias inferiore di Taormina e de suoi dintorni. *Ibid.*, vol. XVIII, p. 46-184, pl. I-IV.
- FALLOT P. (1958-1959). — Structure et géologie de la Corse, de l'Italie péninsulaire et de la Sicile. Cours professés au Collège de France.
- LIMANOWSKI M. (1909). — Sur la tectonique des monts Péloritains dans les environs de Taormina (Sicile). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, sér. A, p. 370-385.
- LUGEON M. et ARGAND E. (1906 a). — Sur les grands phénomènes de charriage en Sicile. *C. R. Ac. Sc.*, t. 142, p. 966-968.
- (1906 b). — Sur la grande nappe de recouvrement de la Sicile. *Ibid.*, t. 142, p. 1003.
- MAUGERI-PATANÈ G. (1932). — Introduzione allo studio geo-paleontologico del M. Ucina e dintorni (Prov. Messina). *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 51, n° 1, p. 115-170.
- OGNIBEN L. (1960). — Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Siciliana*, n° 64-65, p. 183-212, 2 fig., 2 pl. Palermo.
- PATA O. (1949). — Contributo allo studio degli scisti bituminosi di contrada Quartellari e Sulleria presso Castoreale (Messina). *Ist. geol. Univ. Messina*, vol. 1, fasc. II.
- QUITZOW M. W. (1935). — Der Deckenbau des kalabischen Massivs und seiner Randgebiete. *Beitr. geol. westl. Mediterraengebiete (Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl.)*, III F., H. 13, p. 63-179.
- SCALIA S. (1914). — Osservazioni stratigrafiche e geotettoniche nella provincia di Messina. *At. Ac. Gioernia Sc. nat.*
- SEGUENZA G. (1871). — Breve nota intorno le formazioni primarie e secondarie della provincia di Messina. *Boll. r. Com. geol. Italia*, vol. II, p. 49-62; 97-112; 145-192.
- (1873). — Studi stratigrafici sulla formazione pliocenica dell'Italia meridionale. *Ibid.*, vol. IV, p. 213-238.
- (1874). — L'Oligocene in Sicilia. *Rd. r. Ac. Sc. fis. e math. Napoli*, fasc. 2, 2 p.
- (1885). — Il Lias inferiore nella provincia di Messina. *Ibid.*
- STEFANI Th. DE (1954). — Novite stratigrafiche, tettoniche e geominerarie della Sicilia. *Riv. Min. Siciliana*, an. 5, n° 26.
-

Contribution de la sédimentologie à la stratigraphie de l'Éocène inférieur dans le Sud-Est du bassin Parisien

par Jean-Pierre MICHEL *.

Sommaire. — L'étude sédimentologique de la carrière de Chatillon-sur-Morin permet de reconstituer la paléogéographie et de préciser des coupures stratigraphiques. L'analyse par les rayons X des argiles montre des variations minéralogiques importantes. Le Sparnacien est formé d'argiles kaoliniques. Le Cuisien est constitué à la base par des sables et des argiles kaoliniques et au sommet par des marnes à concrétions présentant l'association kaolinite-montmorillonite. Il se termine par un banc de calcaire siliceux recouvert d'argile ; le résidu argileux du calcaire est une association attapulgite-montmorillonite, tandis que l'argile sus-jacente est de l'attapulgite pure. Le Lutétien est reconnaissable par un banc fossilifère qui passe à sa partie inférieure à un lit de marnes blanches recouvrant le niveau à attapulgite. Or, l'argile des marnes blanches est de la kaolinite ; il y a donc une brusque discontinuité entre le niveau à attapulgite (Cuisien) et celui à kaolinite (Lutétien). Le Cuisien se termine par une régression, pendant laquelle le calcaire est altéré en attapulgite ; le Lutétien débute ensuite par une transgression. Cette note constitue un premier exposé de recherches en cours sur les formations sparnaciennes et cuisienues du bassin Parisien.

Le travail présenté ici est le résultat de recherches effectuées sur le terrain et en laboratoire depuis janvier 1961¹. J'ai visité à maintes reprises de nombreuses carrières situées à l'extrémité orientale de la Brie, sur la cuesta de l'Ile-de-France, et à son pied dans la plaine champenoise. Les dépôts sédimentaires présentent là un faciès lacustre ou continental.

L'objet de mon étude était de voir si l'on pouvait distinguer ces terrains par la nature des minéraux argileux et par la granulométrie des sables et des argiles. J'ai choisi une carrière non signalée sur la carte géologique et présentant la succession-type des étages de la région, ainsi que des variations de faciès tout à fait curieuses.

I. DESCRIPTION D'ENSEMBLE DE LA CARRIÈRE.

— Cette carrière, située sur le flanc sud de la vallée du Grand-Morin près de Chatillon-sur-Morin (fig. 1), comprendrait seulement, d'après la 3^e édition de la carte géologique de Provins, des terrains sparnaciens et bartoniens surmontés de Sannoisien. Or le Lutétien lacustre fossilifère existe, et le Sparnacien et le Cuisien sont bien différenciés.

Le pendage des couches est assez marqué : 30° vers l'Ouest (il a été exagéré sur la fig. 2).

On trouve de bas en haut :

1. de l'argile plastique sparnacienne, en bancs épais de couleur foncée gris-noir, exploitée sur une épaisseur de 4 m pour la fabrication de briques réfractaires et pour le revêtement de fours industriels ;

2. un banc de sable et d'argile de couleur vert pâle dont l'épaisseur varie de 0,75 m à 1,80 m. C'est le niveau du sable pisé. M. Demarcq m'a confirmé que ce niveau appartenait bien au Cuisien, car il avait pu observer avec M. Feugueur le passage de cette formation aux sables à Unios et à Térédines près de Sézanne [Vaysse et Feugueur, 1954] ;

3 et 4. une formation de marnes très calcaires, blanches, épaisses de 1 m ; elle enrobe des concrétions calcaréodolomitiques, appelées « têtes de chat » (fig. 3 A) ;

5 et 5 bis. un lit disloqué de calcaire siliceux à aspect de meulière (fig. 3 B) contenant dans ses anfractuosités de l'argile de couleur brune et épais de 0,25 m ;

* Lab. de Géologie du S. P. C. N., Fac. des Sc. de Paris. Note présentée à la séance du 18 décembre 1961.

1. Je tiens à exprimer ici ma respectueuse reconnaissance à MM. les professeurs Bellair, Cailleux et Rivière, ainsi qu'à MM. Feugueur et Demarcq, qui m'ont conseillé et encouragé à poursuivre ces recherches. J'adresse mes bien sincères remerciements à M^{lle} Verhnet, à M. Arbey et à tous ceux qui ont facilité mon travail.

6. un lit d'argiles brunes, sus-jacentes, épais de 0,20 m ;
7. un lit de marnes blanches épais de 0,20 m ;
8. un banc de calcaire très fossilifère, épais de 0,50 m.

La carte au 80 000^e de Provins (éd. 1936), ne signale pas de gisement fossilifère en cet endroit. Les fossiles que j'y ai recueillis, déterminés par M. Calas du Muséum, indiquent un âge lutétien : *Bithinia douvillei* BAYAN, *Stalioa gregaria* (BRONX), *S. deschiensis* (DESH.), *Hippentis*

3. marne blanche enveloppant les concrétions : 60 % ;
4. concrétions elles-mêmes : 93 % ;
5. calcaire à aspect de meulière : 66 % ;
- 5 bis. argile ferrugineuse logée dans les anfractuosités : 18 % ;
6. argiles brunes sus-jacentes : 7,8 % ;
7. marnes blanches : 38 %.

La teneur en calcaire augmente jusqu'à un maximum dans les niveaux 3, 4, 5. Par contre, la faible teneur en CO_3Ca des argiles brunes (niveau 6) fait penser à une phase de décalcification.

III. ÉTUDE MICROSCOPIQUE DE LAMES MINCES.

a) Les *concrétions calcaires*. Disposées sans ordre apparent, elles sont parfois réunies par des trabécules ; le ciment qui les unit est très variable : argile marneuse ou fine poudre de cristaux de calcite. Leur dimension maximale varie de 5 à 22 cm ; la médiane de 50 mesures est égale à 12 cm. Au microscope, on voit que ces concrétions sont formées d'une agglomération de petits cristaux de calcite et de dolomite. Le cortex a une structure radiaire. La calcite est distinguée de la dolomite grâce à la technique colorimétrique au nitrate d'argent décrite par Strakhov [1957] : la calcite est colorée en rouge et la dolomite reste blanche (fig. 4).

En conclusion, il s'agit d'un dépôt d'évaporation exceptionnellement riche en carbonate de chaux et en magnésie. Il n'y a aucun fossile dans ce niveau.

b) Les *calcaires à aspect de meulière* montrent de grandes plages de calcite non altérée au milieu desquelles on distingue des chenaux sinueux (soulignés par un liseré ferrugineux) à remplissage secondaire de calcite et de gros grains de quartz anguleux. De la calcédoine remplit les petites cavités du calcaire (phénomène de pseudo croix noire). Il y a donc eu dissolution du calcaire, puis remplissage par un mélange calcaréo-quartzeux.

L'argile logée dans les anfractuosités contient d'ailleurs très peu de calcaire (18 %) et l'argile brune sus-jacente encore moins (7,8 %), donc on peut considérer que ces deux argiles sont le résultat d'une décalcification du calcaire ; d'ailleurs leur composition minéralogique est identique. Comment ce phénomène de décalcification a-t-il pu se produire ? On peut supposer que, pendant une période d'assèchement, le calcaire a subi l'action des eaux météoriques.

c) Le *calcaire lutétien* examiné sous forme de lame mince présente de très nombreuses sections d'organismes microscopiques. Ce calcaire est

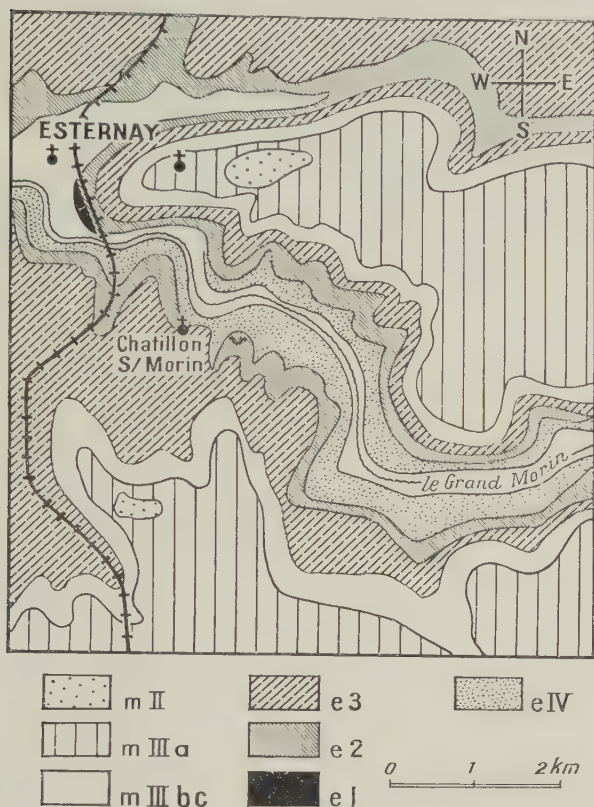


FIG. 1. — Croquis de situation
(d'après la carte géologique de Provins au 80 000^e).

m II : Stampien ; m III a : Sannoisien supérieur ; m III b-c : Sannoisien inférieur ; e 3 : Bartonien supérieur ; e 2 : Bartonien inférieur ; e I : Lutétien continental ; e IV : Sparnacien.

chertieri (DESH.), *Lymnaea* (*Galba*) *aquentis michelini* (DESH.), *Hydrobia conulus* (LMK), *Poiretia* (*Palaeoglandina*) *naudoti* (MICH.).

II. CALCIMÉTRIE. — La teneur en carbonates, déterminée au calcimètre de Schroedter, donne les moyennes suivantes dans les différents niveaux.

1. argile plastique : 3,4 % ;
2. argile sableuse pisé : 1,7 % ;

E

W

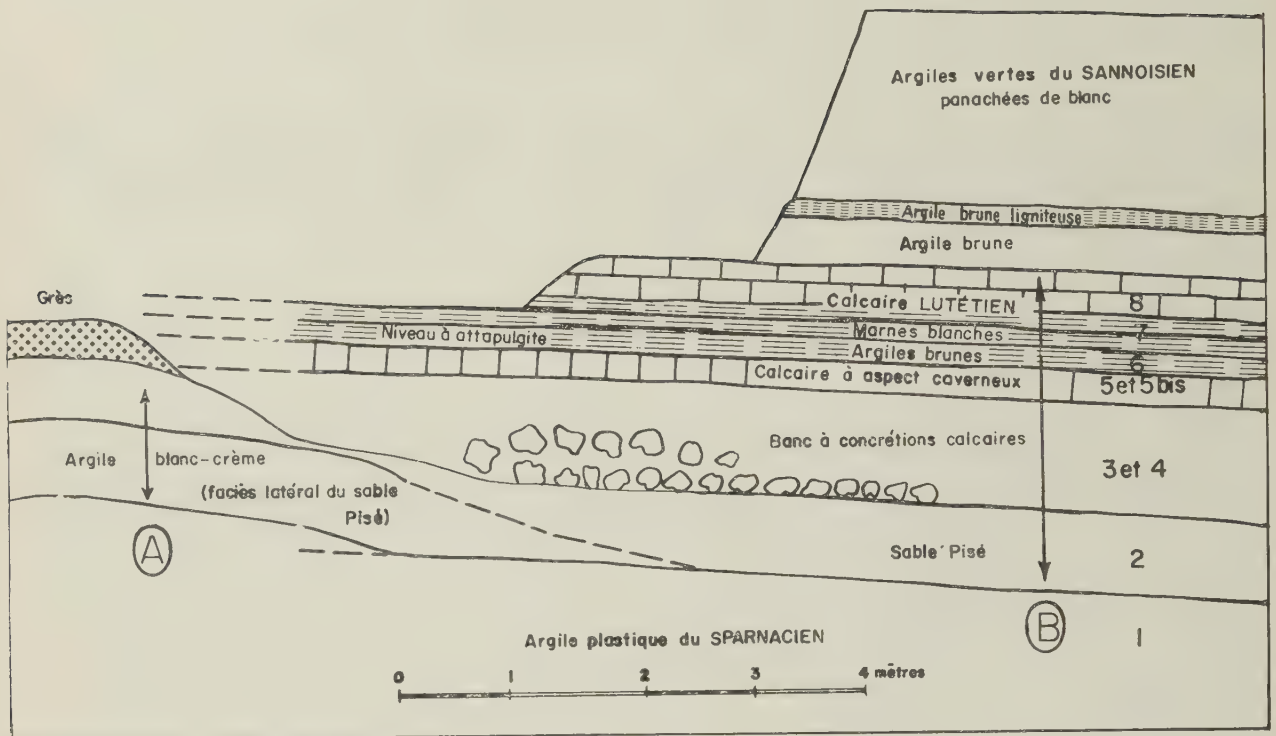


FIG. 2. — Coupe de la carrière de Chatillon-sur-Morin.

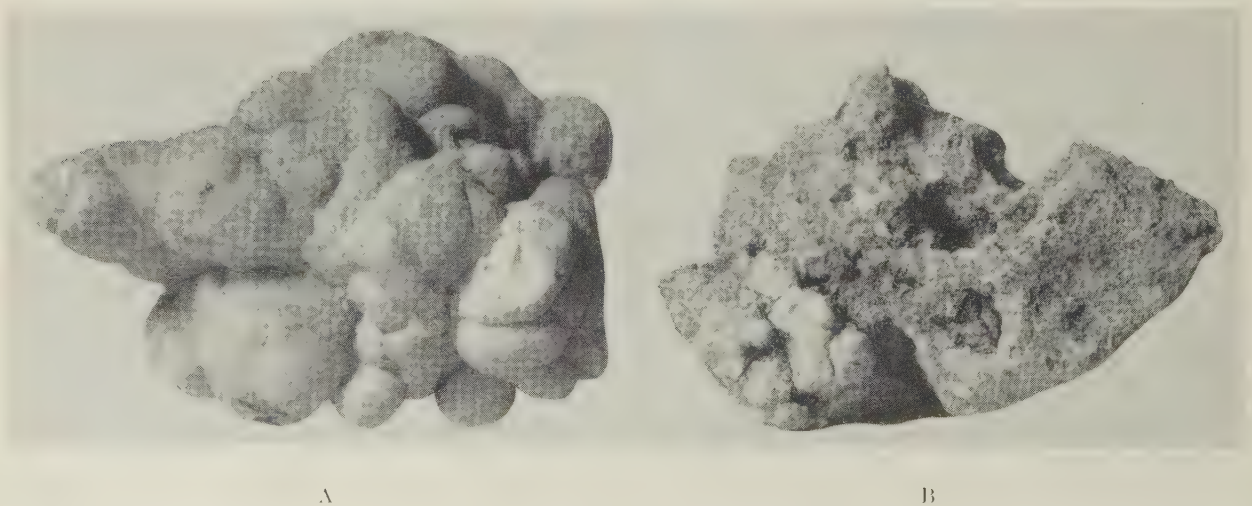


FIG. 3.

A : Concrétion calcaréo-dolomitique. — B : Calcaire à aspect de meulière.

donc également riche en macro- et en micro-espèces.

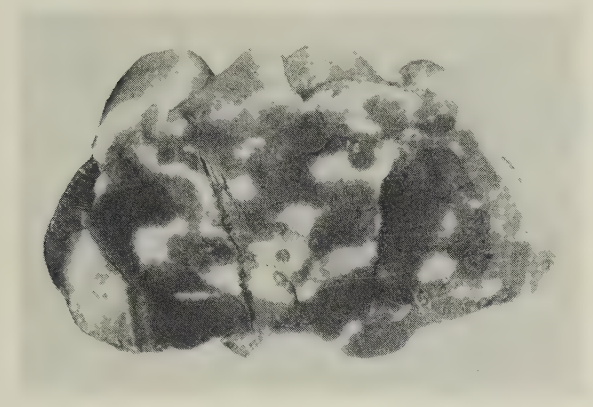


FIG. 4. — Section d'une concrétion.

IV. RÉSULTATS DE L'ANALYSE AUX RAYONS X.
— J'ai utilisé la méthode des agrégats orientés, préconisée par M. Rivière.

Niveau 1. L'argile plastique est constituée de kaolinite avec traces de montmorillonite.

Niveau 2. J'ai effectué six prélèvements régulièrement espacés dans un banc d'argile de couleur pâle (blanc-gris ou blanc-vert suivant la saison), épais de 1,80 m (fig. 2, coupe A). Les diffractogrammes indiquent la présence de kaolinite remarquablement pure. L'analyse de l'argile du sable pisé (fig. 2, coupe B), qui est un passage latéral, confirme l'existence de kaolinite pure.

Niveau 3. Le traitement de la fraction argileuse résultant de l'attaque par HCl de la marne entourant les concrétions révèle, par importance décroissante, l'existence de kaolinite, de montmorillonite et de traces d'attapulгите (fig. 5 A).

Niveau 4. Le traitement de l'argile résultant de l'attaque par HCl des concrétions indique l'existence de montmorillonite en forte proportion tandis que la kaolinite est moins abondante ; les proportions sont inversées par rapport à l'argile qui entoure ces concrétions (fig. 5 B).

Niveau 5. Le traitement de l'argile obtenue par attaque acide (HCl au 1/10 N) du calcaire à aspect de meulière montre qu'il s'agit par importance décroissante d'attapulгите, de montmorillonite, de faibles traces de kaolinite et peut-être de faibles traces d'illite (fig. 5 C).

Niveau 5 bis. L'argile qui entoure le calcaire de dissolution à aspect de meulière est un mélange de minéraux (fig. 6 A), le diffractogramme indique l'existence, par importance décroissante, d'attapulгите (pics très marqués), de montmoril-

lonite, de traces de kaolinite. La composition minéralogique est donc la même que celle de la fraction argileuse du calcaire à aspect de meulière.

Il s'agit bien de montmorillonite, car une préparation d'argile glycinée, puis badigeonnée de Cl_2Ca à 1 mol. par litre, montre que l'écart réticulaire des feuillets est passé de 12,2 à 17,9 angströms (fig. 6 B).

Il était plus difficile de mettre en évidence l'attapulгите. Les valeurs successives des écarts réticulaires correspondent bien aux valeurs citées par P. Munier et A. Rivière [1946] :

ÉCHANTILLON 5 bis	ATTAPULGITE (Le Vigan)
10,30	10,39
6,33	6,34
5,36	5,39
5,14	
3,16	3,14

L'analyse des mêmes échantillons ² a confirmé qu'il s'agissait bien d'attapulгите.

D'autre part, le cliché obtenu avec l'appareil Philips à canaliseur circulaire montre des raies circulaires correspondant aux valeurs indiquées plus haut, ce qui prouve la nature fibreuse de l'argile étudiée (les argiles phylliteuses, kaolinite, montmorillonite, donnent des raies en croissant).

De plus, des traitements et mesures ont pu être faits parallèlement sur l'échantillon étudié et sur des attapulгите-types (gisements d'Apt et de Mormoirons) ³. Mais les mesures faites sur les clichés obtenus avec le canaliseur droit sont moins précises qu'au diffractomètre. Néanmoins, j'ai obtenu les résultats ci-après :

— un traitement brut (sans glycinage) donne les valeurs de l'attapulгите-type ;

— avec un traitement à HCl à 2 mol. par litre, on mesure 10,53 angströms pour l'échantillon et 10,36 angströms pour l'attapulгите de Mormoirons ; les autres raies de l'attapulгите sont difficiles à distinguer ; la 1^{re} raie de la montmorillonite subsiste et la valeur de l'écart réticulaire correspondant est de 12,5 angströms ;

— par traitement thermique (cuisson au four à 530° C pendant 1 h 1/2) l'écart réticulaire se trouve réduit dans les deux cas : à 10,03 Å pour l'attapulгите-type, et à 9,86 Å pour l'échantillon étudié ; il s'agit peut-être là d'une propriété non signalée : l'écart réticulaire serait ramené autour

2. Analyses par M. Nicolas, que je remercie ici.

3. Échantillons recueillis par M^{lle} Vernhet.

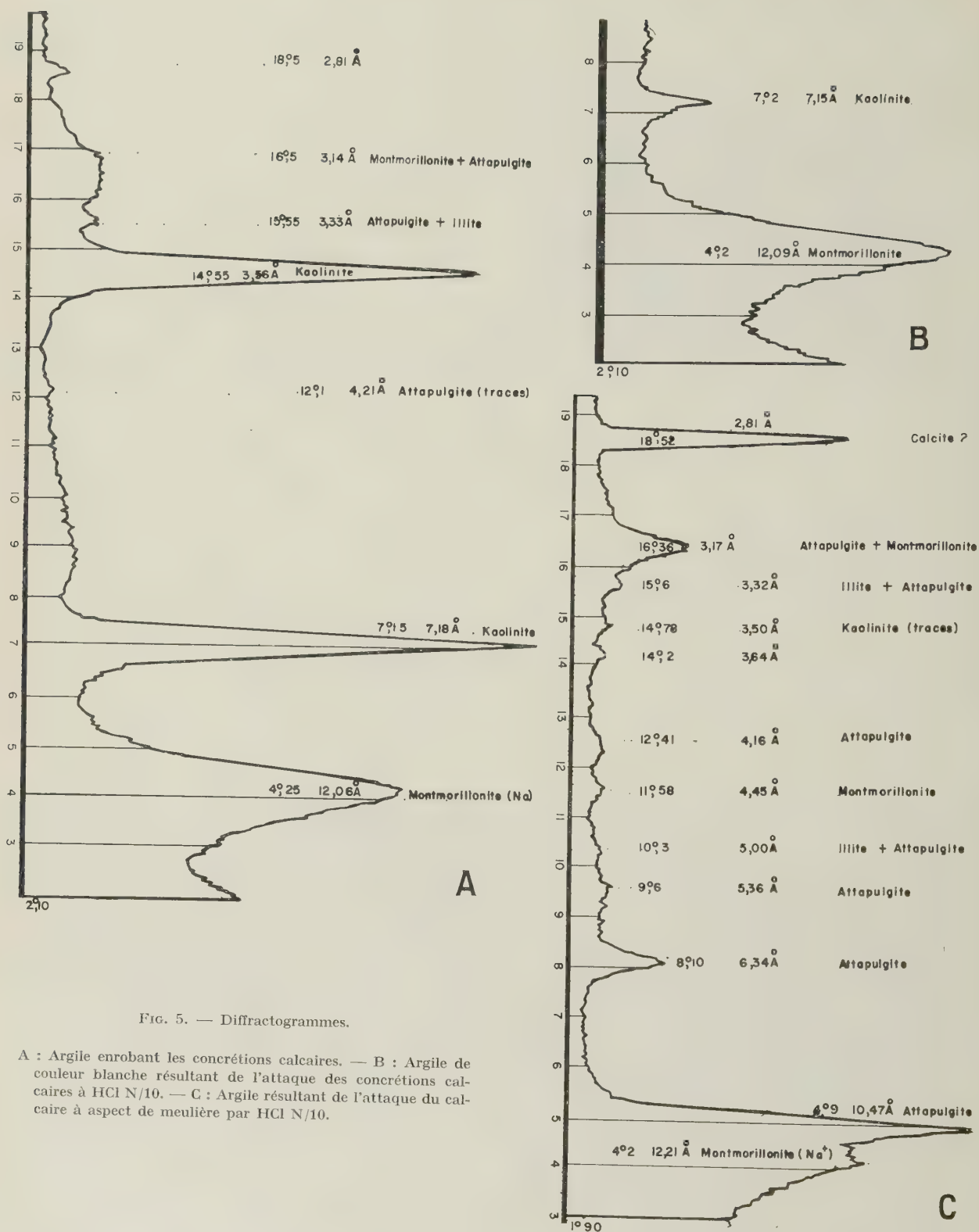


FIG. 5. — Diffractogrammes.

A : Argile enrobant les concrétions calcaires. — B : Argile de couleur blanche résultant de l'attaque des concrétions calcaires à HCl N/10. — C : Argile résultant de l'attaque du calcaire à aspect de meulière par HCl N/10.

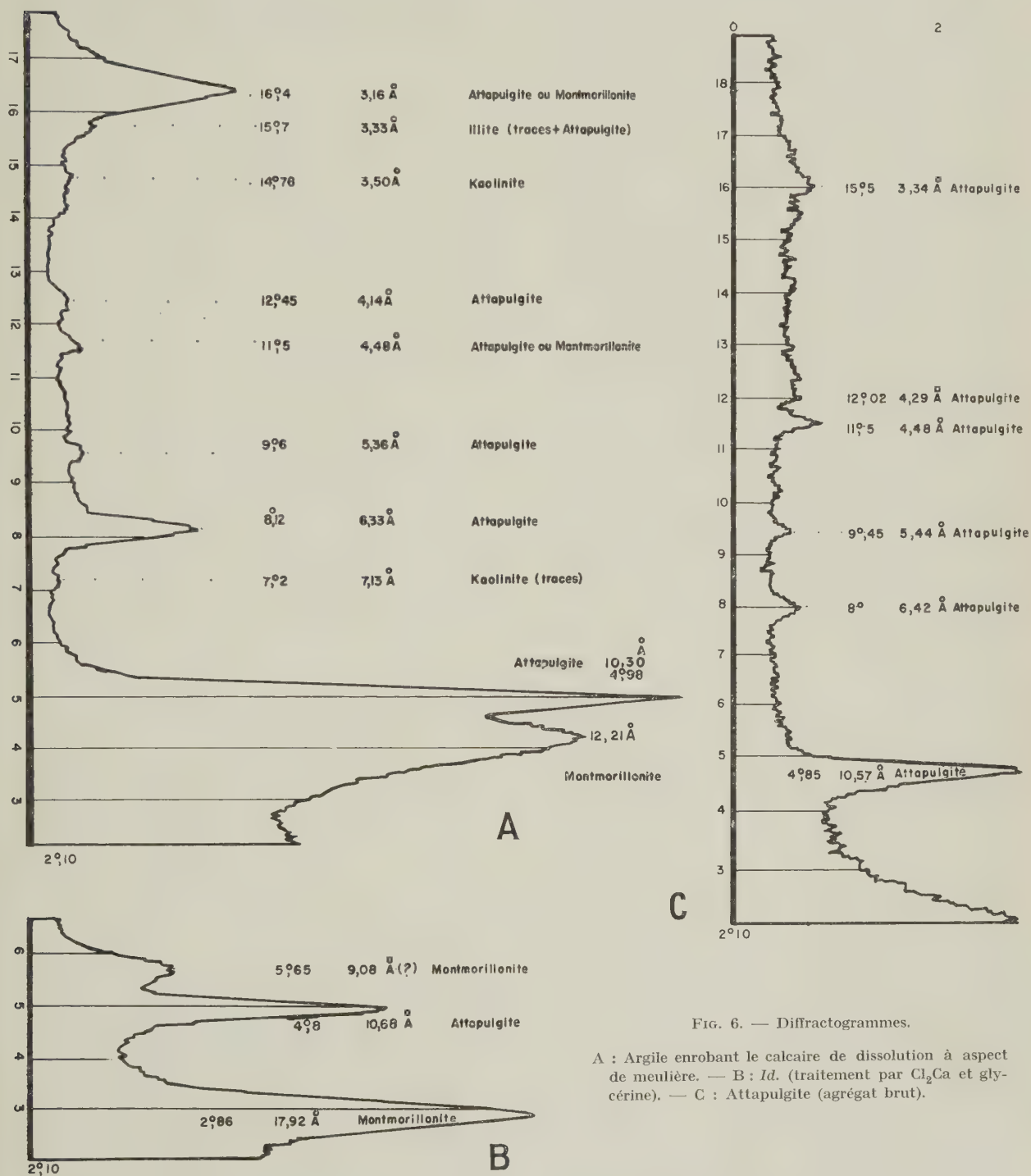


FIG. 6. — Diffractogrammes.

A : Argile enrobant le calcaire de dissolution à aspect de meulière. — B : *Id.* (traitement par Cl₂Ca et glycérine). — C : Attapulgite (agrégat brut).

de 10 Å, valeur voisine de l'illite, mais je n'ai pas retrouvé d'illite en grande quantité dans aucun des échantillons examinés (plus de 20).

Niveau 6. Le niveau des argiles brunes est peu épais et contient beaucoup d'impuretés (fragments de calcaire, quartz, etc...). Mais l'analyse aux rayons X montre qu'il s'agit d'un seul minéral : l'attapulgite (fig. 6 C). On reconnaît toutes les valeurs des raies. Là encore, un cliché avec l'appareil à canaliseur circulaire a montré des taches circulaires qui correspondent aux mêmes valeurs que précédemment.

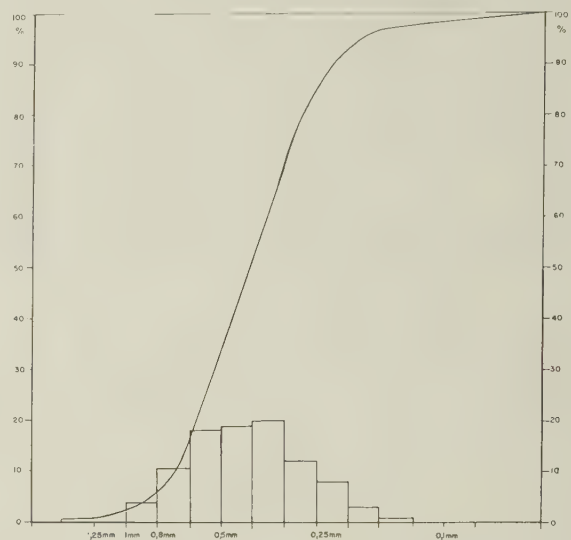
Niveau 7. C'est celui des marnes blanches. Elles contiennent elles aussi un seul minéral, mais de nature toute différente, puisqu'il s'agit de kaolinite.

V. GRANULOMÉTRIE ET MORPHOSCOPIE.

A) *Sables.* La proportion de la fraction limoneuse et sableuse ($> 50 \mu$) varie ainsi : argile plastique : 3 % ; base des sables pisés : 60 % ; niveau moyen des sables pisés : 80 % ; sommet des sables pisés : 96 % ; sédiments plus récents (niveaux 3, 4, 5) : 2 à 5 %.

Les résultats d'un tamisage de sable pisé sont représentés par une courbe granulométrique en coordonnées semi-logarithmiques (fig. 7). La médiane est égale à 0,42. Les indices de classement [Cailleux et Tricart, 1959] correspondent à des sédiments déposés par des cours d'eau.

La plupart des grains de quartz sont des non-usés, en proportion variable suivant les niveaux,



mine que l'indice d'évolution (n) est égal à 0,75, ce qui correspond à un faciès parabolique. On peut donc dire que ces sables et argiles pisés étaient en cours d'évolution par transport dans un courant, et qu'ils ont été déposés par excès de charge.

— Niveaux 3 et 4 : argiles du niveau à concrétions. L'indice d'évolution est égal à 1,18, ce qui correspond à un faciès hyperbolique, c'est-à-dire à une époque où les sédiments se déposaient par décantation dans les eaux calmes.

Il y a donc eu un changement très important dans le type de sédimentation : le dépôt, d'abord fluviatile, s'est fait ensuite dans des eaux peu agitées et sursaturées en carbonates de chaux et de magnésie.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES. — On peut résumer la stratigraphie de la région de Chatillon-sur-Morin de la façon suivante :

1) *Sparnacien* : dépôt d'argiles kaoliniques (niveau 1), avec une faible proportion d'éléments détritiques, dans des lacs ou lagunes.

2) *Cuisien* : d'abord dépôt de sédiments plus sableux, plus grossiers (niveau 2), et ensuite de sédiments carbonatés (niveaux 3 et 4) ; à la fin de cette période, formation d'un lit de calcaire siliceux (niveau 5) qui est exondé pendant une

phase désertique ; suivant M. Bellair, cette croûte calcaire est comparable à celle des hamadas du Sahara ; l'altération à l'air libre de ce calcaire a engendré l'argile attapulgitique (niveau 6), parfois associée à la montmorillonite.

Un niveau à attapulгите au sommet des formations sparnaciennes près de Sézanne a été observé par M. Rivière ; on a trouvé également de l'attapulгите associée à des meulière d'âge sannoisien. L'association minéralogique attapulгите, montmorillonite et kaolinite a déjà été signalée lors de l'assèchement de bassins sédimentaires. Le Cuisien s'est donc terminé par une régression.

3) *Lutétien* : les dépôts recommencent à se former en milieu aquatique ; marnes kaoliniques (niveau 7) passant au calcaire d'eau douce (niveau 8). On peut donc dire qu'il y a eu transgression, soit qu'il s'agisse d'un lac, soit qu'il s'agisse d'une nappe d'eau temporaire.

Il importe de souligner la brusque discontinuité qui existe entre le niveau à attapulгите et celui à kaolinite ; l'attapulгите indiquant un épisode régressif et la kaolinite un épisode transgressif, bien développé dans le calcaire fossilifère, j'ai proposé de placer localement la coupure Cuisien-Lutétien entre ces deux niveaux. Si cette discontinuité se retrouvait ailleurs, elle constituerait un bon repère stratigraphique.

Bibliographie.

- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959). — Initiation à l'étude des sables et galets. Paris, Centre Doc. univers.
- DEMARCO G. (1954). — Le problème du Sparnacien dans le Sud-Est du Bassin parisien. Dipl. Ét. sup. Paris (Résumé in *B. S. G. F.*, (6), V, 1955, p. 155-167).
- GRIM R. E. (1953). — *Clay Mineralogy*. Londres et New York, Mc Graw Hill.
- LAPPARENT J. DE (1936). — Formule et schéma structural de l'attapulгите. *C. R. Ac. Sc.*, t. 202, p. 1728.
- (1941). — Sur le groupe de l'attapulгите. *Ibid.*, t. 212, p. 971.
- MILLOT G., RADIER H. et BONIFAS M. (1957). — La sédimentation argileuse à attapulгите et montmorillonite. *B. S. G. F.*, (6), VII, p. 425-433.
- MUNIER P. et RIVIÈRE A. (1946). — Contribution à l'étude des argiles utilisées en céramique, fasc. 1, 109 p., 19 pl. Publ. Centre nat. Ét. et Rech. céramiques, n° 14.
- RIVIÈRE A. (1943). — Sur les grès et poudingues de Nemours. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 135.
- (1944). — Sur les méthodes granulométriques de sédimentation. *B. S. G. F.*, (5), XIV, p. 409-437.
- (1952). — Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles. Interprétation des courbes et applications. *Ibid.*, (6), II, p. 145-154.
- STRAKHOV N. M. (1957). — Méthode d'étude des roches sédimentaires. Moscou. (Trad. française : *Ann. Serv. Inf. géol. Bur. Rech. géol. et min.*, n° 35, 1958).
- VAYSSE A. et FEUGUEUR L. (1954). — Sur l'âge des faciès continentaux de l'Éocène inférieur aux environs de Sézanne (Marne). *B. S. G. F.*, (6), IV, p. 475-484.

Sur les divisions du Dogger dans la vallée de la Creuse (Indre). Corrélation avec le Sud-Est du bassin Parisien

par Jean-Claude FISCHER*.

Sommaire. — Situés au NE du détroit poitevin, les affleurements mésojurassiques de la vallée de la Creuse offrent une série sédimentaire à horizons bien différenciés, qu'une faune relativement abondante permet de dater aisément malgré l'absence d'Ammonites caractéristiques. La comparaison avec les dépôts de la Côte-d'Or fait ressortir un ensemble de correspondances qui constituent un premier essai de corrélation entre le Dogger des bordures sud-ouest et sud-est du bassin Parisien.

Le Bajocien-Bathonien de la bordure nord du Massif central constitue un champ de recherches encore peu exploré. Les causes en sont certainement la discontinuité des affleurements, la monotonie des faciès essentiellement pseudo-oolithiques ainsi que la rareté générale des Ammonites, qui en rendent au premier abord l'étude peu attrayante.

La vallée de la Creuse, par sa position au NE du détroit poitevin, semble pouvoir constituer un jalon commode pour l'étude de cette bordure où les dépôts sont restés jusqu'ici difficiles à ordonner faute d'éléments de raccordement. La stratigraphie du Dogger dans la région qui nous intéresse a été sommairement établie par de Grossouvre [1885] et par Benoist [1900], mais il y règne de grandes imprécisions sur la limite à adopter entre le Bajocien et le Bathonien, aussi bien que sur les divisions internes de ce dernier étage. Du point de vue paléontologique, par contre, la faune localement très riche des niveaux moyens a fait l'objet d'études détaillées de la part de Cossmann [1899-1907], Lambert [1900], Sauvage [1900] et Koby [1907] pour les divers ordres fossiles, mais sans qu'il ait encore été fait une synthèse de ces travaux séparés qui révèlent des particularités faunistiques assez remarquables.

Plusieurs séjours dans la vallée de la Creuse, initialement destinés à l'examen des faunes bathoniennes, m'ont naturellement amené à revoir les divisions principales du terrain et m'ont permis d'apporter des compléments aux observations précédentes.

L'étude du Dogger se trouve particulièrement

favorisée le long de cette vallée par la présence de nombreuses et belles exploitations qui extraient la « pierre oolithique », riche en calcite, pour en produire le plus souvent de la chaux (la fig. 1 montre l'emplacement des principaux points visités).

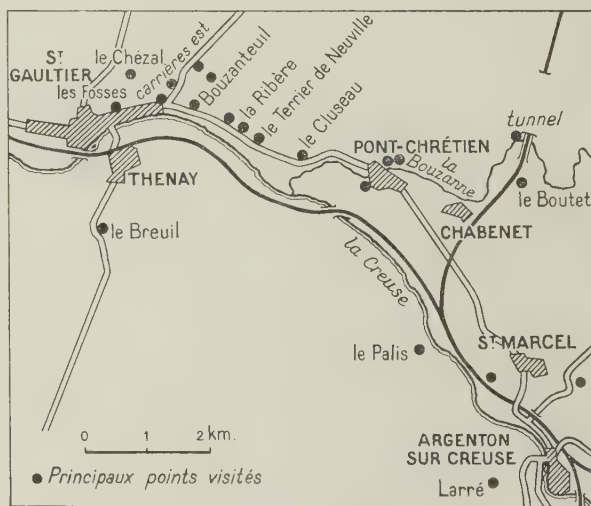


FIG. 1. — Carte de position.

Je ne reviendrai pas sur l'allure générale du terrain et le plongement des couches, dont Cossmann [1899 a] et Benoist [1900] ont donné un

* Note présentée à la séance du 18 décembre 1961.

aperçu fort bien illustré. Par ailleurs, l'étude critique des Mollusques récoltés fera l'objet d'une publication ultérieure.

La présente note a pour but essentiel d'établir les divisions du Dogger, et plus spécialement de rechercher la limite entre le Bajocien et le Bathonien. Pour cela je procéderai d'abord à une description sommaire des dépôts depuis la fin du

Lias jusqu'au Callovien, en m'attachant principalement à différencier chaque assise où seuls seront cités les fossiles les plus caractéristiques ; une seconde partie traitera des conditions de sédimentation ; ces données aboutiront à une interprétation, en tenant compte des avis émis jusqu'alors, et à un essai de corrélation avec le Sud-Est du bassin Parisien ¹.

I. Description stratigraphique.

Les niveaux supérieurs du Lias (Aalénien) sont constitués dans la région d'Argenton par des calcaires gris graveleux où M. R. Mousterde [1952, p. 38] a signalé la présence de *Ludwigia* du groupe de *murchisonae* Sow. Au-dessus se développent les dépôts suivants.

1. CALCAIRES BRUNS GREUS, A ENTROQUES OU SUBLAMELLAIRES. — Leur épaisseur ne semble guère excéder 20 m. Ils sont coralligènes, très siliceux (avec rognons), et renferment d'abondants fragments de Crinoïdes. Vers le haut ils deviennent sublamellaires, durs ou pulvérulents, avec de nombreux Polypiers transformés en carbonate de chaux spathique. Les Mollusques, essentiellement des Pélécypodes appartenant à la faune bajocienne [Lasne, 1888, p. 63], sont rares et difficiles à extraire ; Lasne y cite également *A. subradiatus* Sow. qui, si cette détermination est exacte, est une *Oppelia* caractéristique du Bajocien. On peut observer cette assise en de nombreux points autour d'Argenton, à Larré, Saint-Marcel, sous le four à chaux du Palis, et les derniers bancs affleurent encore à Pont-Chrétien, au bas des carrières du bord de la Bouzanne.

2. HORIZON MARNEUX A *Clypeus ploti*. — A Pont-Chrétien, l'assise précédente est coiffée par un horizon marneux de 0,5 à 1 m d'épaisseur, avec débris coquilliers et Crinoïdes, quelques *Trichites complanatus* (Coss.) et de nombreux Échinodermes bathoniens [Benoist, 1900, p. 3] dont le plus fréquent est *Clypeus ploti* (KLEIM). On observe que tous les Échinodermes sont placés dans leur position normale d'existence. Benoist, qui a fort bien observé ce niveau aux environs d'Argenton et de Saint-Marcel, y cite également *Acanthothyris spinosa* (SCHL.), espèce qu'il ne m'a pas été donné d'y recueillir. Rappelons que *C. ploti* et *A. spinosa* se rencontrent en diverses régions dans le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur.

3. BANCs CRISTALLINS A BRACHIOPODES. — On observe ensuite, sur une légère surface d'arrêt, des calcaires grisâtres résistants, légèrement crinoïdiques, passant insensiblement à des calcaires blancs cristallins. Les fossiles y sont *Lochmaeosmilium radiata* (LAM.) *Tubithyris* nov. sp., *Epithyris oxonica* ARKELL, *Eudesia cardioides* ROLLIER et *Trichites complanatus* (Coss.), espèces essentiellement bathoniennes ². On peut observer ces bancs, qui totalisent 6 à 10 m d'épaisseur, au fond de la carrière du Boutet, au pied du tunnel de Chabenet, à Pont-Chrétien (où leur position stratigraphique est particulièrement nette), ainsi qu'au Cluseau et au Terrier de Neuville où ils

1. Je tiens à adresser l'expression de ma très vive gratitude à M. l'abbé R. Mousterde, professeur à la Faculté catholique de Lyon, ainsi qu'à M. G. Gardet qui ont bien voulu m'assurer de leurs conseils. J'exprime également mon amicale reconnaissance au regretté M. E. Bonargent et à M. et M^{me} A. Goyon pour leur accueil durant mes séjours à Saint-Gaultier, et pour les précieuses indications qu'ils m'ont fournies sur leurs exploitations des Fosses et du Chézel.

2. Deux Brachiopodes et un Madréporaire méritent une attention particulière : *Tubithyris oxonica* ARKELL [1931, p. 601, fig. 4 et pl. XLVIII, fig. 1-5] caractérise en Angleterre, comme dans le Nord-Est de la France, le Bathonien moyen et la base du Bathonien supérieur ; elle est fréquente ici dans les bancs cristallins et persiste jusque dans le récif de Saint-Gaultier (terme 6).

Eudesia cardioides ROLLIER [1920, p. 335] est associé dans la plupart des régions avec *E. cardium* (LMK) et caractérise généralement le sommet du Bathonien moyen, le Bathonien supérieur ou la base du Callovien. Les échantillons de l'Indre, à côtes nombreuses (22 à 30) et fréquemment bifurquées, sont étroitement semblables à ceux de Normandie et du Nord-Est du bassin Parisien ; on le rencontre jusque dans le terme 6.

Lochmaeosmilium radiata (LAMOUREUX) (in Koby [1907, p. 28] ; Alloiteau [1957, p. 173, pl. VI, fig. 17, pl. XVI, fig. 5 et pl. XVII, fig. 5] ; Gardet [1958, p. 41, pl. III, fig. 1-2]). L'espèce est bien connue et aisément reconnaissable à ses polypierites de 1 à 1,5 mm de diamètre ; elle a été décrite à l'origine dans le terrain à Polypiers des environs de Caen (Bath. moy.) et se rencontre aussi à Luc (Bath. sup.) ; G. Gardet figure un échantillon d'Arcen-Barrois (Haute-Marne), probablement du Bathonien moyen. Cette forme, qui est essentiellement bathonienne, se présente ici en énormes touffes pouvant atteindre 30 cm de périphérie et persiste jusque dans le récif de Saint-Gaultier (terme 6).

occupent la base des talus et des exploitations. Benoist [1900] a associé ces bancs à l'assise suivante sous le terme général « calcaire à *Eudesia* ».

4. ASSISE CORALLIGÈNE. — L'assise qui succède est formée de calcaires pseudo-oolithiques variables, récifaux, jaunâtres ou blancs, graveleux ou noduleux, avec galets calcaires et vers le haut quelques rognons siliceux. Au Palis, au Boutet, au tunnel de Chabenet, au Terrier de Neuville et au four à chaux du Bouzanteuil, où ils atteignent dans l'ensemble 25 à 30 m d'épaisseur, j'y ai récolté la faune suivante, remarquablement constante : *Lochmaeosmilium radiata* (LAM.) et de nombreux fragments de Polypiers, *Burmishynchia dromio* BUCKM., *Rhactorhynchia nov. sp.*, *Epithyris oxonica* ARK. (rares), *Eudesia cardioides* ROL. (rares), *Trichites complanatus* (COSS.), *Plagiostoma subcardiiformis* (GREPPIN), *P. hellica* (D'ORB.), *Ctenostreon rugosum* (SMITH) et *Heligmus polytypus* DESL. M. G. Gardet [1948] y a en outre signalé au sommet la présence de *Solenopora jurassica* NICH., dont j'ai également récolté quelques exemplaires³.

A Thenay, dans la carrière du Breuil, cette assise passe à un calcaire pseudo-oolithique fin où la faune est sensiblement identique.

De Grossouvre [1885, p. 384] décrit ce même calcaire récifal avec touffes énormes de *L. radiata* dans le Bathonien de Clavières (Indre) au N d'Ardenes⁴.

5. BANC GRAVELEUX ET SILICEUX A ÉCHINODERMES. — L'assise précédente passe avec transition à un calcaire graveleux jaunâtre, résistant et siliceux, à débris coquilliers et nombreux fragments de Crinoïdes, renfermant *Lochmaeosmilium radiata* et *Trichites complanatus*, ainsi qu'une faune rare mais variée d'Échinodermes qui ont été étudiés par Lambert [1900]. Cet auteur y a dénombré 10 espèces et, sur le lot, un seul échantillon appartient à une espèce bajocienne ; 2 espèces sont bathoniennes, dont *Asterocidaris granulosa* WRIGHT particulièrement abondante ; 7 espèces présentent selon lui de remarquables affinités avec des formes du Jurassique supérieur et en particulier du Rauracien. Ce banc, épais de 2 m, s'observe depuis l'entrée du tunnel de Chabenet (situé à 30 m au-dessus des bancs à Brachiopodes) jusque dans les carrières est de Saint-Gaultier, à l'embranchement des routes d'Argenton et de Châteauroux ; dans la carrière du Breuil, il est marqué par la présence de nombreuses masses siliceuses imparfaitement constituées en zones concentriques, contenues dans un calcaire à grains fins.

6. DÉPÔT RÉCIFAL. — Le banc précédent est coiffé, à la Ribère, au four à chaux du Bouzanteuil et dans les carrières est de Saint-Gaultier, par de véritables masses de calcaires récifaux, irrégulièrement distribuées, renfermant *Lochmaeosmilium radiata* et de nombreux Polypiers roulés voisinant avec : *Parallelodon hirsionensis* (D'ARCH.), *Trichites complanatus* (COSS.), *Plagiostoma cardiiformis* (SOW.), *P. subcardiiformis* (GREPPIN), *P. bynei* COX et ARK., *P. hellica* (D'ORB.), *Ctenostreon rugosum* (SMITH), *Lophagregaria* (SOW.), *Heligmus polytypus* DESL., *Praeonia rhomboidalis* (PHILL.), *Corbis lajoyei* D'ARCH., *Trochotoma magnifica* COSSM., *T. cossmanni* ROLLIER, *Scurria macera* (COSSM.), *Scurriopsis aureliana* (COSSM.), *Cirrus calisto* (D'ORB.), *Metriomphalus cassius* (D'ORB.), *Pseudomelania leymeriei* (D'ARCH.), *Neritopsis benoisti* COSSM., *Brachytrema buvignieri* MORR. et LYC., *Melaniopityxis altaris* (COSSM.), *Bactroptyxis cossmanni nov. sp.*⁵ et quelques dents de *Strophodus reticulatus* et *magnus* AG. J'y ai là encore récolté *Solenopora jurassica* NICH.

Cette formation peut être suivie sur 200 m le long de la rue principale de Saint-Gaultier jusqu'à la carrière des Fosses maintenant abandonnée (ancienne carrière de M. E. Bonargent), où Benoist [1900, p. 4] a observé des massifs de Polypiers « ramifiés, empâtés dans un calcaire compact cristallin, qui semblent former des piliers verticaux dont les interstices sont remplis par un calcaire crayeux blanc oolithique, contenant de nombreux Mollusques et des Polypiers roulés » ; sa faune très abondante, décrite par Cossmann et par Koby, est identique à celle qui vient d'être sommairement énumérée.

A 2 km plus au Sud, dans la carrière du Breuil, on observe au-dessus du niveau siliceux un banc graveleux avec galets calcaires, fragments roulés de Polypiers, et de nombreux Mollusques usés et fréquemment brisés qui indiquent des conditions néritiques de faible profondeur ; j'y ai récolté les mêmes espèces qui caractérisent le récif de Saint-Gaultier, avec en plus *Cryptaulax pentagona* (D'ARCH.) et *Acteonina nuda* (PIETTE).

3. Rappelons qu'il s'agit de la forme typique, caractéristique du Bathonien moyen (Angleterre et Ardennes), dont la macro-structure est plus épaisse que chez la variété bajocienne *lingonensis* GARDET et MERCIER.

4. La vallée de l'Indre n'offre malheureusement plus actuellement aucun affleurement utilisable dans le Dogger.

5. Je désigne sous ce nom l'espèce qui a été rapportée à tort par Cossmann [1899 b, p. 549, pl. XV, fig. 9-11] à *B. axonensis* (D'ORB.), du Bathonien supérieur, et qui en diffère par son angle spiral plus ouvert, ses tours convexes à suture enfoncée et la forme moins anguleuse de son dernier tour.

Il est intéressant de préciser l'âge de la faune : Koby [1907] a dénombré, dans le dépôt récifal de Saint-Gaultier, 40 espèces de Madréporaires dont 17 appartiennent à la faune du Bathonien moyen ou supérieur de France et d'Angleterre ; les 23 espèces nouvelles qu'il y a décrites s'apparentent en grande partie, selon son avis autorisé, et de manière frappante à des formes rauraciennes et ptérocériennes, avec l'apparition de genres connus jusqu'alors seulement dans le Jurassique supérieur. Les Pélécy-podes appartiennent de manière générale à la faune bathonienne. Pour les Gastéropodes, mes propres récoltes adjointes à celles de Cossmann portent à 36 le nombre des espèces ; parmi elles, 22 appartiennent presque exclusivement à la faune du Bathonien moyen ou supérieur d'autres localités, principalement d'Angleterre, des Ardennes et de Normandie, tandis que les 14 autres n'ont encore été signalées que dans l'Indre et à ce niveau précis.

7. EPISODE SAUMÂTRE. — Benoist [1900] et Cossmann [1899 a] ont donné une description détaillée des couches qui se sont alors déposées à l'emplacement des Fosses et dont je transcris ici les principaux horizons, de bas en haut :

(Massif à Polypiers).

1,5 à 2 m : calcaire blanc grisâtre à grains très fins avec *Parkinsonia* sp.⁶, *Belemnopsis fusiformis* PARK., restes de Reptiles⁷, et quelques Gastéropodes et Pélécy-podes roulés provenant du niveau sous-jacent.

~~~~~Surface durcie et corrodée.

0,10 m : marne ferrugineuse avec galets calcaires.

0,40 m : banc ligniteux.

----- Enduit argileux rouge jaunâtre.

0,20 à 0,60 m : calc. marneux gris, jaune ou violacé, avec traces radiculaires, *Bathonella scotica* TATE (= *Viviparus aurelianus* COSSM.), « *Valvata* » et « *Planorbis* ».

0,10 m : marne rougeâtre avec petits galets calcaires.

(Dépôts marins sublithographiques).

Dans les carrières est de Saint-Gaultier, cette phase est simplement représentée par les lits suivants, où il n'y a plus trace du banc à Vertébrés et à Céphalopodes :

(Massif à Polypiers).

~~~~~Surface durcie.

----- Enduit argileux rouge avec petits galets calcaires.

0,05 à 0,30 m : marne friable, jaunâtre ou violacé.

----- Enduit argileux rouge.

(Dépôts marins sublithographiques).

A Thenay (carrière du Breuil), le niveau récifal détritique (terme 6) est suivi d'un lit de marne friable jaunâtre ou violacée, de 30 cm d'épaisseur, renfermant de nombreux galets calcaires.

8. CALCAIRES SUBLITHOGRAPHIQUES ET PSEUDO-OOLITHIQUES FINS. — On assiste ensuite au retour d'une sédimentation marine, visible dans les carrières est de Saint-Gaultier ainsi qu'à la partie supérieure de l'ancienne carrière des Fosses, mais surtout dans un nouvel et immense entonnoir d'extraction, situé 500 m plus au Nord, au lieu dit le Chézal. La partie profonde de l'exploitation, inondée en permanence, laisse affleurer le niveau marneux blanc-violacé où M^{me} Goyon a récolté en abondance *Bathonella scotica* ; au-dessus se développent les dépôts suivants, de bas en haut :

(Niveau marneux à *Bathonella*).

a. 8 m : calcaires sublithographiques renfermant *Burmishynchia turgida* BUCKMAN⁸ et *Pholadomya lirata* (Sow.) ; j'y ai également rencontré un échantillon parfaitement caractéristique de *Stolmorhynchia decorata* (SCHL.) que je n'ai malheureusement pu extraire de la roche. Benoist y cite *Dictiothyris coarctata* (PARK.) et *Perisphinctes* sp. Vers la base on y observe quelques lits marneux et des surfaces de jonction avec empreintes de Pélécy-podes de type saumâtre.

b. 0,10 m : lit ligniteux intermittent, représentant peut-être l'un des niveaux à frondes de Fucoides signalés par Benoist [1900, p. 5] sur la route de Châteauroux, et dont je n'ai pu retrouver trace.

c. 4 m : calcaires pseudo-oolithiques, légèrement récifaux, devenant dans le haut compacts et résistants ; ils renferment une faune abondante de petits Mollusques, d'une composition analogue à celle du Bathonien moyen d'Éparcy (Aisne) : *Porpites circularis* GUETTARD (= *Anabacia orbulites*)⁹, *Thecoseris benoisti* Koby, *Eonavicula minuta* (Sow.), *Parallelodon hirsonensis* (D'ARCH.), *Brachydontes bathonicus* (M. et L.), *Pteroperna costatula* (DESL.), *Camptonectes rigidus* (Sow.), *Plagiostoma bynei* Cox et ARK., *Corbis lajoyei* D'ARCH., *Nummocalcar polygonium* (D'ARCH.), *Ataphrus labadyei* (D'ARCH.), *Proconulus luciensis* (D'ORB.), *Procerithium pulchrum* (LYC.), *Cuphotipher hamulus* (DESL.), *Proceritella granuligera* (PIETTE), *Nerinella funiculifera* (PIETTE), *Cylindrites acutus* (Sow.), *Dentalium entaloides* DESL. Benoist y cite *Stolmorhynchia decorata* (SCHL.).

d. 0,30 m : banc marneux en plaquettes renfermant en abondance des échantillons remaniés et déformés de *Burmishynchia turgida*.

(Calcaires submarneux).

6. Cossmann [1900, p. 46] cite en effet à ce niveau *Parkinsonia parkinsoni* Sow., dont je n'ai pu retrouver trace. Cette détermination est ancienne et on peut penser qu'il s'agit plutôt d'une forme affine, la forme typique étant cantonnée dans le Bajocien supérieur (cette opinion m'a été précisée par M. R. Moutterde).

7. Les restes de Vertébrés, étudiés par Sauvage [1900] appartiennent à la faune bathonienne.

8. Cette espèce a été ici confondue par Benoist avec *B. hopkinsi* McCoy, de la Grande Oolithe de Minchinhampton et de Marquise, où elles se trouvent associées.

9. M. J. Alloiteau a bien voulu me préciser l'opinion déjà émise dans sa thèse [1957, p. 334-335] au sujet de la dénomination à employer pour *Anabacia orbulites*.

9. CALCAIRES SUBMARNEUX. — La coupe se poursuit dans la grande carrière du Chézal par les niveaux suivants :

e. 8 m : calcaires pseudo-oolithiques grisâtres tendres, alternant avec des lits marneux mêlés de blocs et de galets calcaires. Les fossiles y sont : *Porpites circularis* GUET., *Burmishynchia turgida* BUCKMAN, *Modiolus imbricatus* (Sow.), *M. plicatus* Sow., *Camptonectes rigidus* (Sow.), *Plagiostoma subcardiiformis* GREPPIN, *P. bynei* Cox et ARK., *Ceratomya concentrica* (Sow.), *Pholadomya lirata* (Sow.), *Goniomya hemicostata* MORR. et LYC., *Cuphotipher hamulus* (DESL.), *Ceritella acuta* MORR. et LYC., *Cylindrites cylindricus* MORR. et LYC., *C. thorenteus* (Buv.). G. Gardet me dit avoir récolté à ce niveau un échantillon de *Dictiothyris coarctata* PARK.

Ces calcaires se délitent par places en plaquettes empreintes de petits Pélécytopodes peut-être saumâtres, fait déjà signalé à Chitray par Benoist [1900, p. 5] et par Cossmann [1907, p. 225].

f. 8 m : calcaires jaunes pseudo-oolithiques ou compacts avec passées marneuses. Ils renferment principalement *Porpites circularis* GUET., *Cylindrites cylindricus* MORR. et LYC., *C. thorenteus* (Buv.) et quelques fragments de Polypiers.

Benoist a méconnu l'épaisseur de ces dépôts, fait imputable à ce qu'il n'a pu les observer sur une seule coupe, l'exploitation du Chézal n'étant pas ouverte de son temps.

Cette assise, malgré son faciès submarneux, se distingue assez peu de la précédente dont elle diffère surtout par la faune ; celle-ci est caractérisée par l'abondance de *Porpites circularis* qui voisine avec des espèces indiquant dans l'ensemble un niveau assez récent du Bathonien.

10. CALCAIRES BRUNS ET ARGILE. — L'assise précédente se termine par un gros banc de calcaires bruns à débris, très dur et parfois siliceux, dont la surface irrégulière est durcie et fortement corrodée (niv. g). Je n'ai pu y récolter que *Porpites circularis*, *Burmishynchia turgida* et quelques fragments de Polypiers, mais Benoist [1900, p. 6] y cite comme Brachiopodes : « *Waldhemia digona*, *Dictiothyris coarctata*, *Rhynchonella decorata*, *R. hopkinsi* et *R. elegantula* ».

La présence de *R. decorata* à un niveau aussi élevé apparaît surprenante et il se pourrait bien que Benoist ait commis quelque confusion de détermination bien excusable de son temps. On ne peut en effet manquer de retenir l'analogie qui existe entre ce niveau et la « dalle oolithique » qui marque la partie terminale du Bathonien dans le Sud-Est et le Nord-Est du bassin Parisien, et dont la surface s'est presque toujours trouvée corrodée sous l'effet d'une régression généralisée.

Ce dépôt est recouvert (niv. h de la coupe) par un lit de 0,30 à 0,50 m d'argile plastique verte ou rougeâtre, avec nombreux rognons d'aragonite et où Benoist cite encore *Dictiothyris coarctata*.

On observe immédiatement au-dessus (niv. i) les dépôts coralligènes blancs et graveleux très caractéristiques du Callovien, localement pauvres en fossiles dans la carrière du Chézal, mais riches un peu plus au Nord en *Porpites* et en *Nerinella*.

Cette succession répond dans ses grandes lignes à la description qu'en ont donnée de Grossouvre [1885] et surtout Benoist [1900], dont les travaux sont d'un grand recours, aussi me suis-je surtout

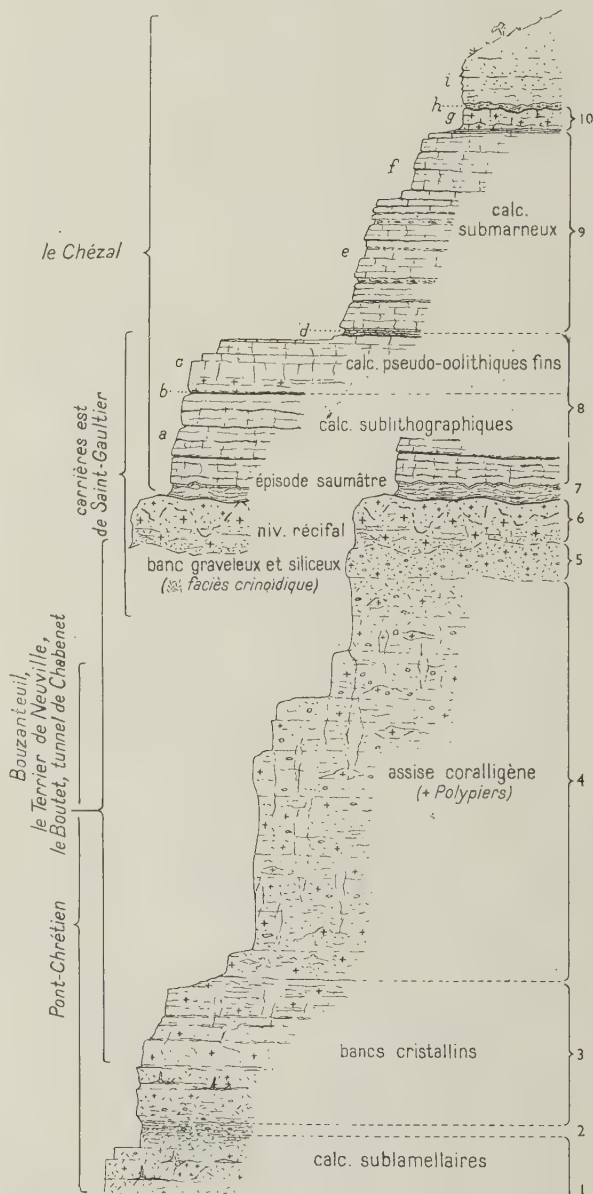


FIG. 2. — Coupe schématique du Dogger le long des vallées de la Bouzanne et de la Creuse. Les chiffres et les lettres renvoient au texte.

attaché à en compléter la série, en détaillant les différents termes et en indiquant notamment les faunes nouvelles et les Brachiopodes caractéristiques. La fig. 2 montre une coupe schématique des niveaux et des principaux affleurements étudiés.

Les niveaux supérieurs du Lias et l'assise callovienne étant parfaitement identifiés, on doit attribuer au Dogger les 100 m environ de dépôts intermédiaires désignés ici sous les termes 1 à 10. Dans cette puissante série, on peut sans hésitation rapporter au Bajocien les calcaires à entroques et sublamellaires, tels qu'on les observe sur toute la bordure nord et nord-est du Massif

central, tandis que les dépôts postérieurs à l'épisode saumâtre sont incontestablement d'âge bathonien ; par contre, la limite entre ces deux étages est sujette à discussion ; les niveaux coralligènes à *Lochmaeosmilia radiata* (termes 3 à 6), qui renferment une faune en majorité bathonienne avec, pour l'ensemble des ordres fossiles, de nombreuses formes très avancées qui n'apparaissent ailleurs que dans le Jurassique supérieur, constitueront donc l'objet principal de l'interprétation qui va suivre. Celle-ci impose au préalable quelques remarques concernant le déroulement sédimentaire, qui offre dans cette région d'intéressantes particularités.

II. Remarques sur les conditions de sédimentation.

On peut distinguer ici deux principales phases sédimentaires dans le Dogger, séparées par une interruption lagunaire :

1^{re} PHASE. — Sur 70 m de dépôts, depuis la fin de l'Aalénien jusqu'à l'apparition de l'épisode saumâtre, on assiste à des formations coralligènes plus ou moins pures, mais qui dénotent des conditions paléogéographiques assez stables en milieu néritique. Le faciès crinoïdique et la forte teneur en silice des calcaires bruns à entroques se maintiennent quelques temps après le dépôt du niveau marneux à *Clypeus ploti* ; ce petit épisode marque cependant une modification sensible qui a eu pour effet l'apparition d'une faune nouvelle, dont l'un des traits remarquables est l'association constante de *Lochmaeosmilia radiata* et *Trichites complanatus*, sous forme d'échantillons très développés.

Durant le temps de cette association, depuis les bancs à Brachiopodes jusqu'au récif terminal, les modifications lithologiques observées se déroulent assez progressivement, parfois sans limites bien arrêtées, avec un certain chevauchement des Brachiopodes et des espèces plus particulièrement caractéristiques de chaque horizon. Il semble que l'on puisse attribuer ces faibles modifications à l'agitation plus ou moins forte de l'eau, fonction peut-être de légères modifications bathymétriques. Le récit de Saint-Gaultier, vestige de formations frangeantes [Fischer, 1961], correspondrait à une brusque et locale amélioration des conditions récifales ; avec lui on assiste à un développement considérable de la faune, Rayonnés et Mollusques, qui sont fréquemment roulés et dont la composition (abondance particulière des Patelles) indique la proximité du rivage ou la présence d'un haut-fond. Avec l'enva-

sement du récif, décrit à l'origine par Benoist [1900, p. 4], prend fin cette période si propice, comme on l'a constaté, au développement d'espèces à caractères paléontologiques avancés.

INTERRUPTION LAGUNAIRE. — L'accident survenu a déterminé une période saumâtre de courte durée, pendant laquelle se sont déposés localement les lignites et les marnes à *Bathonella* de Saint-Gaultier dont j'ai récemment souligné l'origine lagunaire [Fischer, 1961]. J'inclus à la base de cette période les calcaires gris à Céphalopodes, très localisés, considérés par Benoist comme sédiments de mer profonde : en effet, outre qu'ils renferment des Mollusques remaniés et des restes de Reptiles terrestres ou palustres¹⁰, ils se trouvent intercalés entre un massif affleurant et des dépôts lagunaires bien caractérisés, ce qui incite plutôt à penser qu'ils étaient faiblement immergés et probablement déjà saumâtres ; ils représentent une formation vaseuse homogène où ont été entraînés par places de rares organismes, Vertébrés et Mollusques, dont des Céphalopodes.

2^e PHASE. — A la suite de l'épisode lagunaire, et jusqu'à l'installation des nouveaux récifs calloviens, la sédimentation offre des dépôts plus ou moins fins, par bancs d'épaisseur variable, s'entrecroisant ou changeant latéralement de faciès, avec de nombreuses intercalations marneuses, ligniteuses ou argileuses ; cette disposition, assez semblable sur les 30 m de dépôts, montre que la sédimentation a été seulement per-

10. Sauvage [1900], à l'examen des restes de Vertébrés, avait lui-même difficilement admis l'opinion émise par Benoist.

turbée par de légers déplacements de courants ou de petites modifications bathymétriques. La faune, généralement assez réduite, n'y subit pas de changements importants. Les calcaires bruns à débris qui terminent la série indiquent une sédimentation en eaux peu profondes, dont la surface porte les marques d'une régression.

De ce court exposé il ressort que les conditions sédimentaires des calcaires coralligènes à *Lochmaeosmilium radiata* (termes 3 à 6) sont restées sensiblement ce qu'elles étaient pendant le dépôt des calcaires à entroques, d'âge bajocien évident, dont ils diffèrent surtout par leur faune ; sitôt après l'épisode lagunaire, les calcaires sublithographiques subissent déjà les tendances à l'envasement et à la régression qui se font sentir jusqu'à la fin du cycle bathonien. Au sein de ces deux périodes les accidents stratigraphiques sont

de faible valeur et ne constituent pas de limites primordiales ; le niveau marneux à *Clypeus ploti* est cependant à retenir, étant à la base d'un renouvellement majeur de la faune.

L'épisode saumâtre a pu être interprété comme une limite d'autant plus marquante qu'elle résulte d'un mouvement épirogénique qui a modifié de façon durable les conditions sédimentaires ; on doit toutefois se garder d'y attacher une importance excessive, de tels épisodes s'étant fréquemment produits au Jurassique moyen, à des moments différents selon les régions ; celui-ci offre cependant une certaine extension géographique, des sondages ayant révélé son existence à la base des calcaires sublithographiques en différents points du Poitou, notamment dans les vallées de l'Anglin et de la Gartempe où s'observe une sédimentation comparable à celle qui vient d'être décrite ¹¹.

III. Interprétation et corrélation.

Des avis divers ont été émis sur la classification des dépôts mésojurassiques de la vallée de la Creuse :

De Grossouvre [1885] comprend dans le Bajocien le calcaire à entroques et les « calcaires gris-jaunâtres durs et très compacts » (probablement les calcaires sublamellaires) qu'il assimile à la zone à *parkinsoni* ; il rapporte au Bathonien les calcaires crayeux cristallins à *Terebratulina cardium*, les calcaires à Polypiers et Gastéropodes et les calcaires sublithographiques ; il attribue au Callovien les « couches à éléments grossiers » qui les surmontent.

Lasne [1888] considère que le Bajocien affleure jusqu'à Saint-Gaultier, ce qui implique qu'il y inclut les bancs à Brachiopodes ; il rapporte au Bathonien l'« oolithe » d'Argenton et de Saint-Gaultier.

Benoist [1900], et avec lui Cossmann [1899 a et b], fait débiter le Bathonien avec la couche à *Clypeus ploti* ; il divise cet étage en deux : Vésulien jusqu'à l'horizon à Vertébrés et Céphalopodes, Bradfordien depuis la couche à « Paludines » jusqu'aux calcaires à « *Anabacia* » inclus.

M. G. Gardet [1949] reconnaît à l'E de Saint-Gaultier, au-dessus des calcaires crayeux à Brachiopodes, l'assise à *Lochmaeosmilium radiata*, espèce qu'il désigne alors sous le nom de *Stylosmilium sp.* ; par comparaison avec un niveau analogue observé dans la vallée de la Gartempe (Vienne), il attribue cette assise à la partie terminale du Bajocien supérieur ; il en conclut que le Bathonien ne commencerait à Saint-Gaultier

qu'après la couche à « Paludines », les calcaires à « *Anabacia* » occupant la partie moyenne de cet étage.

Dans une courte publication [1961] j'ai personnellement attribué au Bathonien inférieur l'assise coralligène, faisant débiter le Bathonien moyen avec le récif de Saint-Gaultier.

Il était nécessaire, on le conçoit, de réexaminer la succession complète des dépôts et de rechercher les indices paléontologiques propres à apporter de solides arguments pour déterminer l'âge des niveaux moyens ; l'aspect du déroulement sédimentaire, dont j'ai montré la division simple en deux phases principales, explique les classifications proposées par Benoist et par Gardet qui, bien que d'avis très différents, considèrent tous deux l'épisode saumâtre comme une limite importante ; je dois revenir personnellement sur la conviction que j'avais acquise précédemment, le récif de Saint-Gaultier apparaissant difficile à dissocier des niveaux coralligènes sous-jacents.

Pour aboutir à une interprétation à peu près

11. MM. F. Bernard, J.-J. Bizon et H. Oertli [1956] ont montré ce fait en étudiant les faunes d'Ostracodes du Bathonien du Poitou. Il est intéressant de rappeler que les Ostracodes, à l'instar des autres ordres fossiles, présentent ici des caractères paléontologiques très avancés, qui ne font habituellement leur apparition que dans le Jurassique supérieur.

P. Glangeaud [1895, p. 150] avait déjà signalé des couches saumâtres dans le Bathonien de la vallée de la Gartempe. Signalons par ailleurs que Bigouret [1889] indique la présence de fossiles lacustres dans un niveau assez élevé du Bathonien de Mont-rond (Cher).

juste de ces dépôts, où l'absence d'Ammonites caractéristiques empêche de traiter le sujet sur un plan strictement local, il est nécessaire de prendre pour comparaison une région proche dont les zones stratigraphiques ont pu être dûment établies. La Côte-d'Or remplit parfaitement les conditions recherchées, ses dépôts ayant été minutieusement raccordés avec ceux de l'Est et du Nord-Est de la France ¹². Ceci m'amène donc à redonner très brièvement la succession des faciès et des zones d'Ammonites en Côte-d'Or, ainsi que

leur prolongement moins bien connu dans la région de Nevers (tabl. 1). On ne peut évidemment songer actuellement à établir des équivalences précises, faute de posséder dans le détail la stratigraphie du Dogger dans les régions de Saint-Amand-Montrond et d'Ardenes ¹³; cependant, le tableau 1 fait apparaître immédiatement quelques analogies frappantes qui permettent, à l'appui des nouvelles données développées ici, de proposer l'interprétation suivante pour les dépôts de la vallée de la Creuse :

| ÉTAGES | ZONES | CÔTE-D'OR | ENVIRONS DE NEVERS |
|---------------------|---|---|--|
| Bathonien supérieur | <i>macrocephalus</i> | 5 m. Dalle marneuse et oolith. à <i>Digonella divionensis</i> . | Marne et calc. à oolithes ferrugineuses (dalles). |
| | <i>discus-aspidoides</i> | 5 m. Calc. à débris, <i>Eudesia cardioides</i> , <i>Digonella sowerbyi</i> . | Marnes et calcaires à <i>Eudesia cardioides</i> et <i>Digonella cf. digona</i> . |
| Bathonien moyen | <i>Tulites</i> | 25 à 40 m. Calc. sublithographiques peu fossilifères (calc. de Comblanchien). | Marnes peu fossilifères (marnes à ciment) et marnes à <i>Pholadomyes</i> . |
| | <i>progracilis</i> | | |
| Bathonien inférieur | <i>fallax</i> | 15 à 35 m. Oolithe blanche, à faciès littoraux et à faunes récifales. | Calcaires tendres de Charly. |
| | <i>zigzag</i> { <i>subprocerus</i>
<i>convergens</i> | Calcaires hydrauliques | Ool. ferrug. de Vandenesse. |
| Bajocien supérieur | <i>parkinsoni</i>
et <i>garantianu</i> | 0 à 20 m. Marne à <i>O. acuminata</i> | Marnes bleuâtres. |
| Bajocien moyen | <i>blagdeni-humphriesi</i> | Calc. à Gervillies, et Polypiers. | Niv. d'oolithes ferrugineuses. |
| Bajocien inférieur | <i>sauzei</i> et <i>sowerbyi</i> | Calcaire à entroques. | Calcaire à entroques. |

TABLEAU 1. Schéma des faciès du Dogger en Côte-d'Or, et leur prolongement dans la région de Nevers (en partie d'après des indications que je dois à l'obligeance de M. R. Mouterde).

BAJOCIEN. — Cet étage semble ici uniquement constitué par les calcaires bruns à entroques et sublamellaires, où une étude plus poussée permettrait peut-être d'établir des subdivisions. Ils s'apparentent aux dépôts de la Vienne en ce que leur partie supérieure ne passe pas aux marnes argileuses qui constituent vers l'Est la zone à *P. parkinsoni*.

BATHONIEN INFÉRIEUR. — Le niveau marneux à *Clypeus ploti* occupe une position assez compa-

nable à celle de l'oolithe ferrugineuse de Vandenesse (Nièvre), et sa faune m'incite à y voir un terme de passage marquant la base du Bathonien.

12. Parmi les derniers travaux en date, citons ceux de H. Tintant et J. Joly [1954] et de A. Bonte [1961].

13. Les sondages de la vallée de l'Indre, à Châteauroux, indiquent néanmoins une sédimentation comparable à celle de la vallée de la Creuse : calcaires à silex du Bajocien surmontés d'une puissante assise coralligène, puis niveau saumâtre à *Ostracodes*, suivi de bancs sublithographiques et submarneux à intercalations [Bernard, Bizon et Oertli, 1956, fig. 1].

Depuis les bancs cristallins à Brachiopodes jusqu'au récif de Saint-Gaultier (termes 3 à 6) nous sommes en présence d'une formation à faune et à faciès continus où il apparaît difficile, pour les raisons sédimentaires exposées plus haut, de dissocier les termes pour y distinguer des zones distinctes. Nous avons constaté qu'il n'y existe que peu d'espèces ayant pu vivre au Bajocien, et aucune qui soit exclusivement caractéristique de cet étage ; bien au contraire, les caractères généraux de la faune, et en particulier les Brachiopodes, indiquent nettement l'âge bathonien, avec de nombreuses formes qui apparaissent ailleurs dans la partie moyenne ou supérieure de l'étage ; de plus, on ne peut manquer de souligner la précocité exceptionnelle de bon nombre d'espèces ou même de genres ¹⁴. Il est malheureusement impossible, dans le cas présent, de s'appuyer sur aucun Céphalopode précis, mais les arguments faunistiques réunis ici rendent bien improbable que ces dépôts appartiennent au Bajocien comme l'a pensé G. Gardet ; par ailleurs, le Bathonien moyen se trouve bien représenté par les calcaires sublithographiques et pseudo-oolithiques fins. Je suis donc porté à considérer cet ensemble comme bathonien inférieur, en le mettant en comparaison avec l'« oolithe blanche » de la Côte-d'Or qui offre également des faunes et des faciès récifaux.

On ne peut manquer de retenir l'analogie observée par G. Gardet [1949] entre les vallées de la Creuse et de la Gartempe au sujet de *Lochmaeosmia radiata*, en considérant toutefois que ce fossile caractérise ici le Bathonien inférieur, et non le Bajocien.

BATHONIEN MOYEN. — L'épisode saumâtre constitue sans nul doute le terme de passage entre les parties inférieure et moyenne de l'étage ; on peut admettre que, par la présence de *Parkinsonia* sp. et d'espèces ayant vécu avec le récif, les calcaires gris à Vertébrés de Saint-Gaultier se rattachent plutôt au Bathonien inférieur, tandis que le niveau marneux à *Bathonella* appartiendrait déjà au Bathonien moyen, constituant la plus importante des nombreuses interruptions, ligniteuses ou argilo-marneuses, qui se sont produites à partir de ce moment là.

Quoi qu'il en soit, le Bathonien moyen trouve une représentation indéniable dans les calcaires sublithographiques et pseudo-oolithiques fins dont l'âge est indiqué de façon très caractéristique par la faune. Ces assises offrent peu de puissance (12 m seulement), mais il faut considérer que la sédimentation marine a été ralentie et fréquemment interrompue par les nombreuses tendances à la régression.

Ces calcaires, à la base desquels abondent les Pholadomyes, s'apparentent étroitement aux marnes à Pholadomyes des environs de Nevers et aux calcaires sublithographiques de la Côte-d'Or (calcaires de Comblanchien), qui sont des formations vaseuses analogues. Il convient toutefois de rappeler qu'il n'existe en Côte-d'Or aucun arrêt de sédimentation entre l'oolithe blanche et les calcaires sublithographiques, dont les faciès empiètent plus ou moins largement l'un sur l'autre [Tintant et Joly, 1954].

BATHONIEN SUPÉRIEUR. — Du point de vue lithologique, les calcaires submarneux semblent différer assez peu des calcaires pseudo-oolithiques fins, fait imputable à la stabilité des conditions sédimentaires. La limite, que j'ai adoptée dans le niveau marneux en plaquettes rempli de *Burmihynchia turgida* remaniées (terme 8, niv. d), représente un excellent repère dans les carrières de Saint-Gaultier, mais qui peut n'être que localisé en ce point ; aussi, sans attacher une valeur excessive à ce petit accident, on doit plutôt considérer la prolifération de *Porpites circularis* comme un bon caractère distinctif, l'assise sous-jacente n'en renfermant que de rares et petits échantillons. Ce fossile apparaît ici, comme dans le Poitou, beaucoup plus tard qu'en Côte-d'Or où on le rencontre dès le Bathonien inférieur.

Les deux zones du Bathonien supérieur peuvent être différenciées. L'inférieure est constituée par les calcaires submarneux, dont il semble difficile de dire s'ils équivalent en partie ou en totalité au Bradford-Clay, au Forest-Marble et au Cornbrash inférieur ; ils correspondent au sens large à la zone à *discus-aspidoides*, si nettement représentée vers l'Est. La partie terminale, constituée par les calcaires bruns surmontés d'argile, qui se prolongent sur une grande partie du Poitou, est selon moi l'équivalent de la « dalle oolithique » de l'Est du bassin Parisien, dont l'assimilation au Cornbrash supérieur ou « Macrocephalitan » des auteurs anglais n'est plus à démontrer ; c'est le terme de passage entre le Bathonien et le Callovien [Gardet, 1957].

14. Lambert [1900] attribue ce fait au milieu récifal, propre, pense-t-il, à favoriser le développement d'espèces aux caractères morphologiques avancés. Il peut apparaître plus simple de supposer que les conditions biologiques du récif de Saint-Gaultier ont été sensiblement les mêmes que celles des grands récifs rauraciens et ptérocériens, entraînant l'apparition de formes affines.

Une telle supposition ne permet pas d'expliquer, toutefois, pourquoi les Ostracodes de l'épisode saumâtre du Poitou présentent eux aussi de remarquables affinités avec les faunes du Jurassique supérieur.

On doit constater que les niveaux qui ont succédé à l'épisode saumâtre offrent une faune uniquement et normalement constituée de formes bathoniennes.

Conclusions.

On sait les difficultés que présente l'étude du Dogger dans le Sud-Ouest du bassin Parisien, où les repères stratigraphiques sont rares et les faunes généralement très réduites. Les affleurements de la vallée de la Creuse offrent toutefois une succession aux caractères lithologiques ou faunistiques suffisamment différenciés pour permettre une corrélation élémentaire avec le Sud-Est du bassin Parisien, constituant ainsi une base de départ commode en vue de raccords ultérieurs locaux.

On peut distinguer ici deux principales phases sédimentaires dans le Dogger :

La première comprend les calcaires bruns crinoïdiques et sublamellaires du Bajocien auxquels succèdent, par l'intermédiaire d'un horizon marneux, une série coralligène très développée ; celle-ci, bien datée par la faune, et comparable à l'« oolithe blanche » de la Côte-d'Or, constitue la partie inférieure du Bathonien ; elle se termine à la faveur d'un épisode saumâtre qui semble former un repère constant dans toute la partie

orientale du Poitou. La phase supérieure débute par des sédiments fins, sublithographiques et pseudo-oolithiques, prolongement des calcaires sublithographiques de la Côte-d'Or, dont l'âge est indiqué ici de façon très caractéristique par la faune ; viennent ensuite des calcaires submarneux à *Porpites circularis* qui représentent le Bathonien supérieur ; le Bathonien terminal est constitué par un dépôt de calcaires bruns surmontés d'argiles qui équivaut à la « dalle oolithique » du Sud-Est du bassin Parisien.

On peut espérer que la connaissance du Dogger dans la vallée de la Creuse, et sa comparaison avec le Sud-Est du bassin Parisien, ouvrira une voie nouvelle pour l'étude des sédiments qui s'étendent immédiatement à l'Ouest, dans le Poitou, où les travaux récents [Gardet, 1956 ; Bernard, Bizon et Oertli, 1956] ont fait ressortir l'existence d'une sédimentation analogue dans son aspect général à celle qui vient d'être sommairement décrite.

Ouvrages cités.

- ALLOITEAU J. (1957). — Contribution à la systématique des Madréporaires fossiles. Thèse. Paris, Centre national de la Recherche scientifique.
- ARKELL W. J. (1931). — The upper Great Oolite, Bradford Beds and Forest Marble of south Oxfordshire. *Quart. Journ. geol. Soc., London*, vol. LXXXVII, p. 563-629, pl. XLVII-LI.
- BENOIST E. (1900). — Note pour servir à l'étude de la géologie du département de l'Indre : Bathonien. *Feuille jeunes Natural.*, 4^e sér., n° 131, p. 2-6, pl. I.
- BERNARD F., BIZON J.-J. et OERTLI H. (1956). — Ostracodes lacustres du Bathonien du Poitou (Bassin de Paris). *B. S. G. F.*, (6), VI, p. 753-770, fig. 1, pl. XXI-XXIII.
- BIGOURET (1889). — Fossiles lacustres dans le Bathonien de Montrond. *Ibid.*, (3), XVII, p. 855.
- BONTE A. (1960). — Sur la composition du Bathonien dans le Nord et l'Est de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXX, p. 161-167, fig. 1.
- COSSMANN M. (1899 a). — Sur la découverte d'un gisement palustre à Paludines dans le terrain bathonien de l'Indre. *B. S. G. F.*, (3), XXVII, p. 136-143.
- (1899 b). — Note sur les Gastéropodes du gisement bathonien de Saint-Gaultier (Indre). *Ibid.*, (3), XXVII (éd. 1900), p. 543-585, pl. XIV-XVII.
- (1900). — Seconde note sur les Mollusques du Bathonien de Saint-Gaultier (Indre), avec l'étude des Brachiopodes par H. DOUVILLÉ. *Ibid.*, (3), XXVIII, p. 165-203 (4 pl. tirées à part).
- (1907). — Troisième note sur le Bathonien de Saint-Gaultier (Indre). *Ibid.*, (4), VII, p. 225-253, pl. VII-VIII.
- FISCHER J.-C. (1961). — Sur l'origine du niveau à coquilles paludiniiformes du Bathonien de l'Indre. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 81-83.
- GARDET G. (1948). — Sur la présence de *Solenopora jurassica* NICH. dans le Bathonien de Saint-Gaultier (Indre). *Ibid.*, p. 54-56.
- (1949). — Sur un niveau à Polypiers branchus du Bathonien (?) de l'Indre et de la Vienne. *Ibid.*, p. 330-331.
- (1956). — Le Bajocien supérieur et le Bathonien de la vallée de la Gartempe (Vienne). *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LIV, n° 250, p. 83-96.
- (1957). — Dalle oolithique et dalle nacrée. *Bull. Sc. nat. et arch. Haute-Marne*, t. XVII, fasc. 18, p. 3-15, fig. 1-8.
- GARDET G., FRENEIX S. et MOUTERDE R. (1958). — La collection paléontologique E. Babeau du Musée Saint-Didier de Langres. *Mém. Soc. Hist. Arch. Langres*, t. V, p. 18-44, pl. I-II.
- GLANGEAUD P. (1895). — Le Jurassique à l'Ouest du plateau central. Thèse. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. VIII, n° 50, 255 p., 10 cartes.

- GROSSOUVRE A. DE (1885). — Sur l'Oolithe inférieure du bord méridional du bassin de Paris. *B. S. G. F.*, (3), XIII, p. 355-411.
- KOBY F. (1907). — Polypiers bathoniens de Saint-Gaultier (Indre). *Mém. Soc. pal. suisse*, vol. XXXIII, 61 p., 4 pl.
- LAMBERT J. (1900). — Sur les Échinides de la faune coralligène de Saint-Gaultier (Indre) recueillis par M. E. Benoist. *B. S. G. F.*, (3), XXVIII, p. 473-489, pl. VIII.
- LASNE H. (1888). — Contribution à l'étude géologique du département de l'Indre. *Ann. géol.*, t. XX, 74 p., 1 carte.
- MOUSTERDE R. (1952). — Études sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français. Thèse. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. L, n° 236, 458 p., 14 pl.
- ROLLIER L. (1920). — Synopsis des Spirobranches (4^e partie). *Mém. Soc. pal. suisse*, vol. 44, p. 279-422.
- SAUVAGE H. E. (1900). — Note sur les Poissons et les Reptiles du Jurassique inférieur du département de l'Indre. *B. S. G. F.*, (3), XXVIII, p. 500-504, pl. IX.
- TINTANT H. et JOLY J. (1954). — Observations sur la stratigraphie du Bathonien en Côte-d'Or. *Bull. scient. Bourgogne*, t. XV, p. 25-38, pl. I.

Note préliminaire sur la tectonique de la région de Castril (province de Grenade, Espagne)

par Alain FOUCAULT*.

Sommaire. — Sous le front du Subbétique au sens strict et sur le Prébétique *s. s.* existent, comme on le sait, des séries de faciès mixte (calcaires, marnes terrigènes à Ammonites et Oursins, flysch), provisoirement groupées sous le nom d'unités intermédiaires. Cette note tend à montrer, dans la région de Castril, la complexité tectonique de ces séries qui y présentent un style particulier très complexe d'écaillés souples lardées de Trias gypsifère.

La région qui fait l'objet de cette note est située vers la pointe nord de la province de Grenade, contre la limite orientale de la province de Jaen. Au N d'une ligne Pozo Alcón-Castril-Hués-car, se dressent d'importants reliefs formés pour une grande partie de calcaires crétacés. Ils se terminent assez brusquement vers le Sud et sont bordés par un vaste talus, faiblement incliné, établi sur des formations (conglomérats, limons) à rapporter probablement au Quaternaire ancien (voir P. Birot et L. Solé [1959]). Ces conglomérats reposent sur une surface d'érosion imparfaitement nivelée qui, au Nord entre 1 000 et 1 100 m d'altitude, tranche des dépôts marneux plissés, et au Sud vers 950 m, se confond presque avec la surface structurale des marnes blanches gypsifères du Miocène supérieur (Miocène post-orogénique de la bordure septentrionale du bassin de Baza).

Sur de grandes surfaces, ces dépôts des plateaux rendent malheureusement impossibles les observations et seules les vallées, assez profondes pour les recouper entièrement, sont propices à des études tectoniques. C'est le cas du Río Castril, au cours méridien nettement surimposé, et de certains de ses affluents (fig. 1).

La profonde entaille de cette rivière met à jour des formations marneuses, rarement marno-calcaires, comportant une proportion plus ou moins forte d'éléments détritiques (quartz et mica). Ces sédiments revêtent parfois — mais pas toujours — l'allure de véritables flyschs marneux, souvent micacés, avec des bancs de grès, abondants par place, qui font voir à leur base les classiques figures de charge. Cette série est bien visible de

la route de Castril à Huéscar aux environs du km 3 : elle semble se développer vers le Sud sans modification notable et on ne voit guère la possibilité de diviser ces sédiments à la teinte générale olivâtre à brunâtre, très caractéristique.

Sous cette simplicité apparente se cachent en réalité de très nombreuses complications tectoniques, révélées dès l'abord par plusieurs vastes affleurements de Trias gypsifère, allongés NNE-SSW sur plusieurs kilomètres, en particulier dans le Barranco del Aguasal (en espagnol : ravin de l'eau salée) et le Barranco del Yeso (en espagnol : ravin du gypse).

Pour leur clarté, les descriptions qui vont suivre seront faites du Nord-Ouest au Sud-Est, c'est-à-dire de l'extérieur à l'intérieur des dislocations.

1. LE PRÉBÉTIQUE AU SENS STRICT. — Comme une borne à la limite des provinces de Jaen et de Grenade, se dresse le Tornajuelo (fig. 1), important sommet de 1919 m, belvédère avancé dominant les vastes plateaux de Campocamaras et de Cortes de Baza qui s'étendent vers le Sud. Cette montagne constitue la terminaison méridionale d'un vaste anticlinal prébétique prolongé vers le Nord par le massif du Buitre.

Des rivières (B^o de los Quemados, B^o Morcillo) entaillent son flanc sud-est et permettent d'en voir le cœur, ici constitué de marnes intercalées de bancs calcaires à Oursins et *Acanthoceras* (Cénomanien). L'écorce de ce pli est formée de calcaires fins, massifs, du Crétacé supérieur. Sur ces

* Note présentée à la séance du 18 décembre 1961.

derniers, vers le Sud-Est, reposent en transgression des calcaires gréseux dont la base est datée de l'Aquitarien (ou du Miocène inférieur ?). Ces calcaires gréseux sont suivis par une épaisse et

monotone série de marnes très blanches qui est datée du Miocène moyen-supérieur par des Foraminifères aimablement déterminés par M. J. Magné¹.



Fig. 1. — Schéma de position des principaux accidents tectoniques de la région de Castril.

2. LES UNITÉS TECTONIQUES SITUÉES AU NW DE CASTRIL. — La route de El Almiceran à Castril recoupe ces dépôts miocènes en y décrivant de nombreux virages. Au km 8 de cette route, les marnes blanches s'enfoncent vers le Sud-Est sous une brèche tectonique qui lui est superposée suivant un plan dont le pendage est d'environ 60°. Cette brèche, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, est composée d'éléments calcaires dont certains renferment des Alvéolines, des Num-

mulites et des Gypsinidés. Au-dessus de cette brèche reposent des marnes grises intercalées de bancs irréguliers de calcaires également gris, légèrement détritiques, contenant de rares Ammo-

1. Il est à noter que ces marnes blanches sont, dans le Baranco del Morcillo, à la cote 1081, directement transgressives sur des calcaires éocènes à Nummulites et Alvéolines, fortement tectonisés, lesquels sont probablement la couverture du Crétacé du Tornajuelo, ce qui est un argument en faveur de mouvements anté-miocènes dont nous traiterons par ailleurs.

nites à cachet cénomanien (l. s.) : leur pendage est aussi de 60° SE. Ces calcaires et marnes forment une bande qui s'amincit et disparaît vers le Nord-Est à la cote 1083. Sur ces marno-calcaires gris, on observe à partir du km 8,350 (et aussi du km 8,750 à cause des lacets de la route) environ 300 m de marnes et calcaires verdâtres et brunâtres avec, au km 9, des calcaires à Orbitolines aptiennes. On note de nouveau, au-dessus de ces couches, des marno-calcaires gris avec des Turrilites (100 m environ), puis des marnes grises micacées par endroits, contenant une grosse barre de calcaire souvent oolithique, à Orbitolines, bien visible dans le paysage et qui est traversée en gorge par le Rio Castril au moment où la route enjambe ce dernier. Cette barre se suit très facilement vers le Nord-Nord-Est. Elle correspond, sur la feuille de San Clemente, à d'épaisses couches calcaires qui, 10 km plus au Nord-Est, dans la Sierra Seca, montrent un faciès urgonien avec une abondante faune de Rudistes donnant ainsi, en peu de distance, un exemple de passage latéral extrêmement net. Entre cette barre de calcaires à Orbitolines (dont le pendage est de 80° ESE) et Castril se développe une série principalement formée de marnes gréseuses et micacées avec des intercalations de grès puis de calcaires gréseux. Les couches deviennent verticales au km 10,7 puis s'inclinent vers l'Est-Sud-Est (leur pendage est donc alors WNW) jusqu'à devenir horizontales vers le km 11 et, plus à l'Est, reprennent progressivement un fort pendage ESE. Il ne fait pas de doute que le changement de pendage observé au km 11 correspond à l'axe d'un anticlinal qui prolonge celui de la Sierra Seca. Cet anticlinal se couche vers le Nord-Ouest à la hauteur du km 10,7 et les formations chevauchant le Miocène transgressif sur le Tornajuero peuvent être interprétées comme son flanc nord-ouest renversé et écaillé. Un minuscule lambeau de ce flanc peut-être observé à 3 km au NNW de Castril, à la cote 1221. Ce lambeau de recouvrement, formé de marnes crétacées posées sur le Miocène, est situé à 500 m au NW du front principal de l'accident. Il a été soustrait à l'érosion par un chapeau de calcaire concrétionné et rognonneux d'allure lacustre et d'âge indéterminé, mais vraisemblablement plio-quaternaire.

Les séries qui viennent d'être décrites sont à classer dans « l'unité intermédiaire de la Sierra Seca » définie récemment [Foucalt, 1961].

Cette unité plonge vers l'Est sous une brèche tectonique à éléments calcaires. Mais, à 1 ou 2 km au SW de Castril, sur la rive droite de la rivière de ce nom, s'intercale entre les deux une intéressante écaille. Sans l'analyser en détail,

disons qu'elle se compose de bas en haut d'un ensemble de marnes sableuses et de calcaires plus ou moins détritiques où j'ai pu récolter de rares *Pachyphylloceras* gr. *baborense* (Coq.). Il pourrait s'agir ainsi de Barrémien. Ces couches sont surmontées par des marnes sableuses bleuâtres à passées brunes qui n'ont pas fourni de faune. Par contre, on trouve un peu plus haut quelques bancs de calcaire, alternant avec des marnes jaunâtres qui ont livré de nombreuses Ammonites non encore étudiées en détail mais appartenant au Valanginien. Plus haut viennent des marnes sableuses assez colorées recouvertes par la brèche tectonique dont on a déjà parlé. Il s'agirait donc d'une série renversée. Quelle est la signification de cette écaille ? Tectoniquement intercalée entre l'unité de la Sierra Seca et les unités qu'on va décrire, on pourrait penser qu'il s'agit du flanc inverse d'une structure appartenant à la première et poussée en avant par les secondes ; elle pourrait aussi se rapporter à une autre série plus interne. Actuellement, aucun argument ne permet d'en décider.

3. LES UNITÉS TECTONIQUES AU SE DE CASTRIL. — La brèche tectonique qui chevauche l'unité de la Sierra Seca au Sud-Est ressemble à celle qui limite cette dernière au Nord-Ouest ; elle est formée d'éléments calcaires divers, dont des calcaires à *Asterodiscus*, et borde sur plusieurs kilomètres le contact anormal. Le pendage de la base de cette brèche est variable : fort vers le km 3 de la route Castril Huescar, il est très faible, subhorizontal même vers le Sud-Est, et en particulier, le sommet El Gallego (1 086 m) constitue une klippe de cette brèche à près de 1 km au NW du contact frontal. L'origine de cette brèche et son mode de formation ne sont bien visibles qu'en peu d'endroits : il s'agit de calcaires éocènes, intercalés de marnes, montrant souvent des Nummulites, des Alvéolines, des Orthophragmines, qui viennent, avec des pendages variables mais pas forcément parallèles à ceux du contact anormal, se raboter sur l'unité de la Sierra Seca en fournissant les éléments de cette mylonite. Un exemple frappant en est donné par la pittoresque barre calcaire qui se dresse dans le village même de Castril et supporte une statue du Sacré-Cœur. Cette barre, subverticale au sommet, amorce à sa base un mouvement synclinal vers le Nord-Ouest et vient se fondre dans la mylonite au-delà de laquelle elle ne se retrouve plus. Il en va de même des bancs qui l'encadrent. Sous ces calcaires et marnes tertiaires existe, dans les vallées du Rio Castril et de l'Arroyo de la Tejera, une série où l'on peut distinguer deux parties :

dans la première on doit ranger des marno-calcaires légèrement gréseux, gris clair, qui, par leur caractère pétrographique, peuvent être rapprochés du Cénomanién de la Sierra Seca ; dans la seconde, des dépôts de faciès flysch plus ou moins marqué mais par endroits extrêmement caractérisé. Ils comprennent certainement de l'Aptien (bancs de calcaires gréseux à Orbitolines) et sans doute des niveaux plus anciens (*Barremites cf. difficilis* D'ORB.) représentés par des marnes sableuses bleuâtres à bancs calcaires. Ces formations peuvent s'observer jusqu'à 10 km au S de Castril au lieu dit « Las Yeseras » où du Trias gypsifère vient les recouvrir. Les relations tectoniques dans cette région ne sont pas encore claires, d'autant plus que le Miocène post-orogénique vient en transgression, rendant impossible les observations.

Une importante cicatrice limite, au Sud-Est, ce domaine : une bande de Trias de fort pendage ESE, orientée SSW-NNE, épaisse au maximum d'une quinzaine de mètres est en effet observable au S de Castril sur une longueur de 5 km avant de disparaître sous les dépôts des plateaux. A l'E de ce ruban, on retrouve un flysch semblable au précédent, au sommet duquel on note quelques dalles de calcaires à Algues recouvertes de marnes blanches (Miocène ?). Un peu plus à l'Est, dans le Barranco del Yeso, affleure une deuxième bande de Trias, peu épaisse, suivie par une troisième zone de flysch, puis par une troisième bande de Trias, épaisse et bien développée notamment à Las Almontaras, et activement exploitée pour le gypse qu'elle renferme en abondance. Sur ce Trias reposent des marno-calcaires blanc-verdâtre où l'on trouve des Rosalines et de très rares Inocérames.

Au sein de ces marno-calcaires du Crétacé supérieur pointent des petits massifs de calcaires liasiques (près du Cortijo el Leganillo en particulier). Cette série se continue vraisemblablement vers l'Est, dans le Barranco de las Azadillas (en dehors de la fig. 1), par des termes plus anciens comprenant du Jurassique et du Crétacé inférieur, affleurements que l'on doit logiquement relier, malgré les dépôts des plateaux qui nous en cachent la continuité, à ceux, plus orientaux, du Rio Guardal. A environ 4 km au NE de Castril, à l'E du Cerro Fernandez, des écaillles complexes, comprenant principalement du flysch aptien et des calcaires et marnes probablement miocènes prolongent vers le Nord les structures précédentes.

Toutes ces séries des environs de Castril s'apparentent à nos « unités intermédiaires » déjà définies et en révèlent la grande complexité structurale. Il faut y remarquer l'abondance des apports sédimentaires terrigènes.

CONCLUSION. — Les formations fortement tectonisées du Rio Castril se rapportent ainsi aux unités intermédiaires précédemment définies. Sans préjuger des conséquences paléogéographiques qu'on doit en déduire, on peut dire que leur style tectonique, formé d'écaillles nombreuses dans un matériel souple, souvent jalonnées de Trias à leur base, s'oppose d'une part à celui, simple, du matériel relativement rigide du Prébétique du Tornajuelo et de l'autre à celui des vastes structures rabotées et des klipptes du Subbétique qui forment les unités tectoniques les plus élevées dans ce domaine et qui se développent au Nord-Est et à l'Est (Sierra de Duda, Sagra, montagnes de Huéscar).

Bibliographie.

- BIROT P. et SOLÉ L. (1959). — La morphologie du SE de l'Espagne. *Rev. Géogr. Pyrénées et Sud-Ouest*, t. 30, fasc. 3, p. 119-284.
- FOUCAULT A. (1960). — Découverte d'une nouvelle unité tectonique sous le Subbétique de la Sierra Sagra (Andalousie). *C. R. Ac. Sc.*, t. 250, p. 2038-2040.

- (1961). — Problèmes paléogéographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (province de Grenade, Espagne). In *Livre Mém. P. FALLOT*, t. I, p. 175-182. Paris, Mém. h.-s. Soc. géol. France.

Position des diabases-porphyrites dans la région de Cetraro-Intavolata et de Sangineto (Calabre, Italie méridionale)

par Jean-Claude BOUSQUET *.

Sommaire. — La présence du flysch à quartzites sous les diabases-porphyrites conduit à abandonner la stratigraphie de Quitzow dans ces régions et à placer les diabases-porphyrites dans un nouveau contexte.

Dans un triangle ayant pour sommets : au Nord-Ouest le village de Cetraro, au Sud le village d'Intavolata, et à l'Est la Serra Varrone (fig. 1), nos observations précisent la position des diabases-porphyrites, non seulement dans cette région mais encore dans la zone de Sangineto. Les conséquences de ces observations sont figurées par deux cartes tectoniques et deux séries de coupes.

HISTORIQUE. — C'est dans ces régions que Quitzow [1935], établissant la stratigraphie du « Trias du bord septentrional du massif calabrais », voyait la série « carnienne » la plus complète (cf. tabl.) avec de bas en haut :

- série des phyllites inférieures,
- série des calcaires de Cetraro,
- série des phyllites supérieures (avec les diabases-porphyrites et les calcaires en petits bancs, ou en couches minces).

Il attribuait à cet ensemble un âge carnien, en raison de ses analogies avec des séries datées du Mte Gargano. La présence de deux affleurements de dolomies noriennes (au Mte Maria 1,7 km au NE de Cetraro, et entre Cetraro et le cimetière de Cetraro) semblait confirmer cette hypothèse.

Ce « Trias métamorphique carnien » formait pour Quitzow une nappe peu importante dont, à la suite de Limanowski [1913] et Teichmüller [1932], il démontrait l'existence plus au Nord, de Belvedere à Scalea et d'Acquaformosa à Lungro. Cette nappe était surmontée par la « nappe du cristallin » constituée de diorites et de kinzigites ¹. Cette nappe cristalline était découpée en une vaste fenêtre, la « fenêtre de Cetraro ».

L'étude structurale du territoire calabro-sicilien, publiée récemment par A. Caire, L. Glangaud et Cl. Grandjacquet [1960], apporte, entre autres, de nouvelles observations et de nouvelles hypothèses sur les régions qui font l'objet de cette note. Il faut mentionner plus particulièrement que ces auteurs signalent la présence à Cetraro du « flysch à quartzites », « flysch homologue à celui qui repose anormalement sur le massif dolomitique nord calabrais » [p. 918]. Ils interprètent le Mte Maria comme une klippe de dolomie posée sur ce flysch et pensent par conséquent que la stratigraphie du « Trias » de Quitzow est à réétudier. L'étude pétrographique des diabases-porphyrites, commencée dans la région de Sangineto, a déjà fait l'objet d'une note antérieure [Bousquet, 1961 a].

RÉGION DE CETRARO-INTAVOLATA. — *Identité du flysch à quartzites et des phyllites supérieures.* Le flysch à quartzites affleure en bon nombre de points dans cette région (cf. fig. 1). Il se présente avec un faciès des plus caractéristique à San Ioro, dans le vallone S Ioro, et au km 20 de la route Cetraro-Fagnano. Quitzow [1935, fig. 33] donnant de cette région une carte détaillée, on constate que les limites d'affleurement du flysch à quartzites correspondent à peu près à celles de

* Note présentée à la séance du 18 décembre 1961.

1. Nous n'examinerons pas dans cette note le problème posé par la formation diorito-kinzigitique. Nous avons pu constater, dans la région de Sangineto comme dans la région de Cetraro-Intavolata, qu'elle ne présente aucun rapport autre que tectonique avec les calcaires en petits bancs et les diabases-porphyrites sur lesquels elle repose généralement.

sur les calcaires de Cetraro très plissés², avec une surface de contact mécanique assez plate et un léger pendage sud-sud-ouest (observable directement à la chapelle San Francesco, 1 km au SE de Cetraro).

— au S et à l'E d'Acquappesa : le contact est de nouveau visible, une faille de direction WSW-

ENE relevant toute la zone au S de cette faille. On voit ainsi les schistes pseudo-lustrés, surmontés des calcaires de la série de Cetraro, puis le flysch à quartzites, avec, au contact entre les deux séries, des paquets de gypse. Ce gypse était placé par Quitzow dans la série des calcaires de Cetraro³.

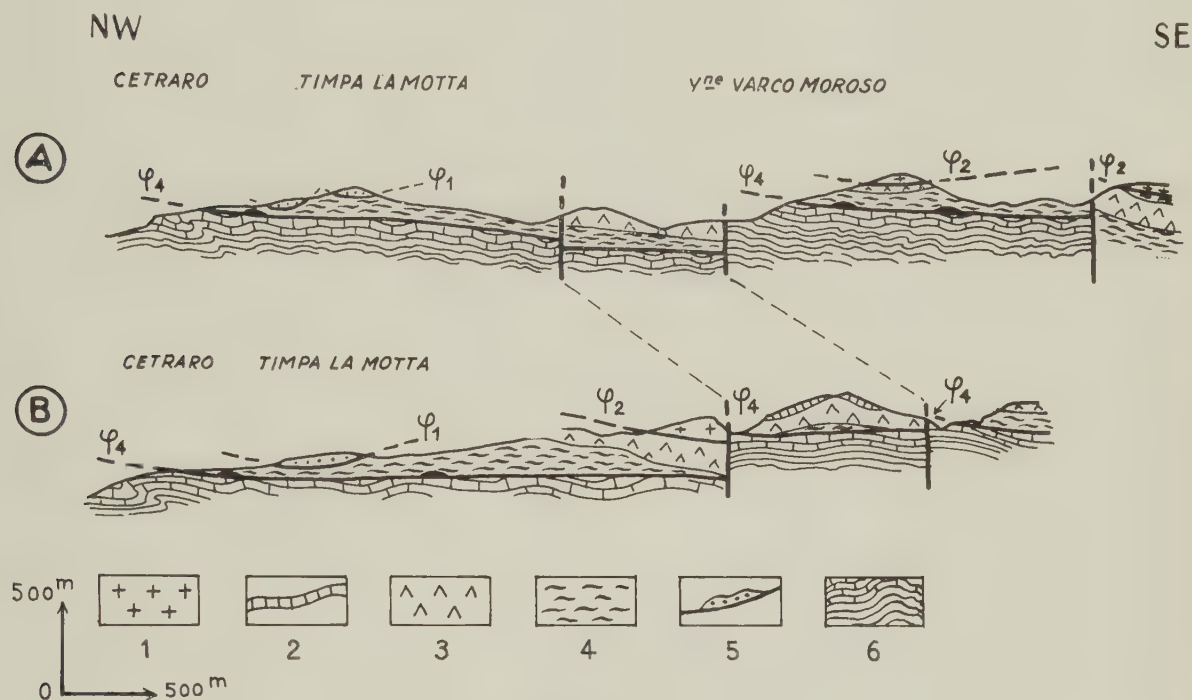


FIG. 2. — Coupes de la région de Cetraro-Intavolata.

1 : formation des diorites-kinzigites ; 2 : calcaires en petits bancs ; 3 : diabases-porphyrites ; 4 : flysch à quartzites ; 5 : dolomies ; 6 : calcaires de Cetraro et schistes pseudo-lustrés ; φ_1 : contact anormal à la base de la dolomie ; φ_2 : contact anormal à la base de la formation diorito-kinzigitique ; φ_4 : contact anormal à la base de l'ensemble du flysch à quartzites.

En outre, deux petites fenêtres, l'une au S de Rinazzo et l'autre à l'W de Luorria font apparaître à nouveau la série des schistes pseudo-lustrés.

Position et caractères pétrographiques des diabases-porphyrites. Les diabases-porphyrites, généralement surmontées des calcaires en petits bancs, reposent sur le flysch à quartzites ; si l'on entend par phyllites supérieures le flysch à quartzites, nous sommes donc d'accord avec Quitzow qui mettait calcaires en petits bancs et diabases-porphyrites dans la série des phyllites supérieures. Quand le flysch à quartzites est laminé, les diabases-porphyrites peuvent se trouver directement au contact de la série des schistes pseudo-lustrés (ex. : aux environs de Luorria).

Dans la région de Sanginetto [Bousquet, 1961 a ; Bousquet et Glangeaud, 1961], on peut reconnaître des pillow-lavas à matrice calcaire et des brèches à éléments diabasiques et à ciment calcaire. Par contre, ici, les diabases-porphyrites sont, soit très fracturées, soit rendues presque schisteuses⁴. Aussi, bien qu'il s'agisse des mêmes

2. Avec notamment des plis couchés vers le Nord, bien visibles dans la station de chemin de fer de Cetraro.

3. A Cetraro, à la sortie de la ville, sur la route allant à Fagnano, on trouve du gypse dont la position est sans doute identique à celui d'Acquappesa.

4. Avec, dans les cas des porphyrites un étirement des feldspaths déjà observés par Quitzow, qui attribue cette transformation au dynamo-métamorphisme dû à la « nappe du cristal-lin ».

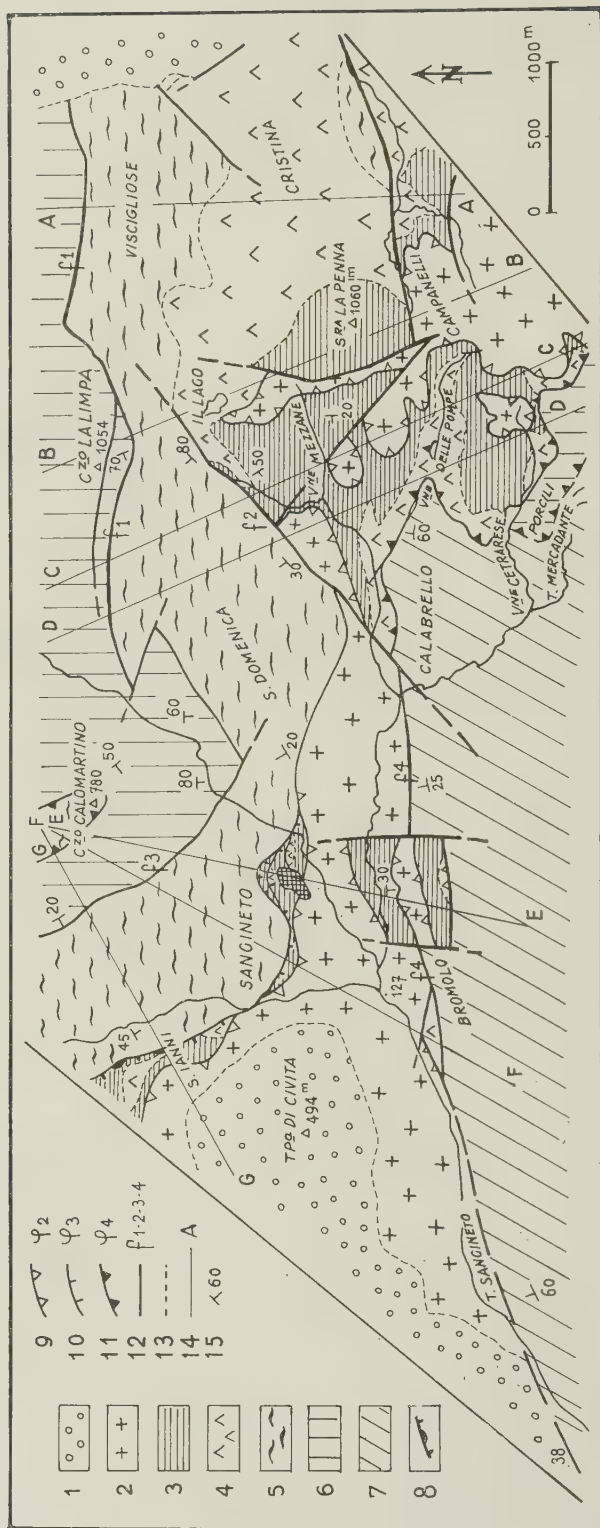


Fig. 3. — Carte tectonique de la région de Sangineto.

1 : Miocène ; 2 : formation diorito-kinzigitique ; 3 : calcaires en petits bancs ; 4 : diabases-porphyrées ; 5 : flysch à quartzites ; 6 : dolomie, calcaires dolomitiques ; 7 : schistes pseudo-lustrés ; 8 : serpentines au contact entre le flysch à quartzites et les calcaires en petits bancs ; 9 (φ_2) : contact anormal à la base de la formation diorito-kinzigitique ; 10 (φ_3) : contact entre calcaires en petits bancs, diabases-porphyrées, et le flysch à quartzites ; 11 (φ_4) : contact anormal à la base de l'ensemble du flysch à quartzites ; 12 : failles ; 13 : limites stratigraphiques ; 14 : tracé des coupes de la fig. 4 ; 15 : pendage de 60°.

roches qu'à Sangineto, nous n'avons pu reconnaître d'autres indices de l'épanchement sous-marin des diabases-porphyrites.

La dolomie de Cetraro. A. Caire, L. Glangeaud et Cl. Grandjacquet ont interprété la dolomie du Mte Maria comme une klippe posée sur le flysch à quartzites. La dolomie noire que l'on trouve entre Cetraro et le cimetière de ce village (fig. 1 et 2) a la même position. Quitzow avait déjà signalé son intense mylonitisation. Il notait de plus que la base de la dolomie présentait une grande surface de mouvement tectonique. La signifi-

cation de ces deux klippes ne peut être cherchée qu'à l'échelle du domaine calabro-lucanien (cf. Grandjacquet [1961 b]).

RÉGION DE SANGINETO. — Nous avons déjà décrit brièvement [Bousquet, 1961 a] la position des porphyrites dans cette région. Aux alentours de Calabrello, du Vallone delle Pompe et de Porcili (fig. 3), les diabases-porphyrites reposent par un contact anormal sur les schistes pseudo-lustrés puis sur de la dolomie mylonitisée, à la surface de laquelle se trouvent des blocs de quartzites qui

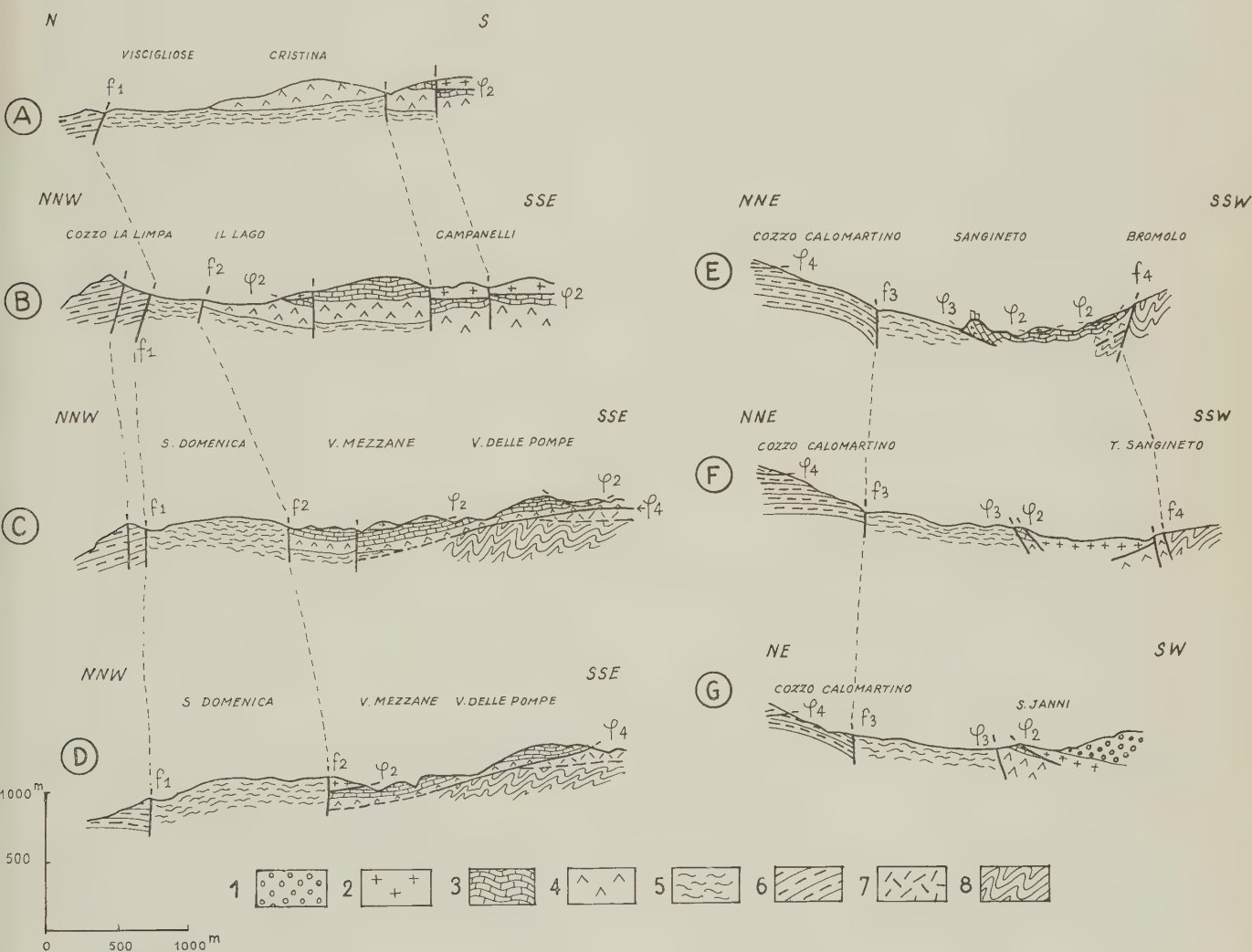


FIG. 4. — Coupe de la région de Sangineto.

1 : Miocène ; 2 : formation des diorites-kinzigites ; 3 : calcaires en petits bancs ; 4 : diabases-porphyrites ; 5 : flysch à quartzites ; 6 : dolomie, calcaires dolomitiques ; 7 : dolomies mylonitisées ; 8 : schistes pseudo-lustrés ; φ_2 : contact anormal à la base de la formation diorito-kinzigitique ; φ_4 : contact anormal à la base de l'ensemble du flysch à quartzite ; φ_3 : écaillage des calcaires en petits bancs.

sont les témoins d'une semelle de flysch à quartzites sous les diabases-porphyrites (fig. 4, coupes C et D). Cette semelle de flysch se développe au Nord-Est, où le flysch à quartzites apparaît sous les diabases-porphyrites au S et au N de Cristina (fig. 4, coupes A et B). Au N de la région de San-

ginetto, le flysch est en contact par faille avec des calcaires dolomitiques attribués classiquement au Trias, et c'est seulement au Cozzo Calomartino (fig. 4, coupes E, F et G) qu'on le voit reposer par un contact subhorizontal sur ces derniers ⁵.

| ÉTAGES ET FACIÈS DE QUITZOW | | SOLUTIONS PROPOSÉES ¹ | |
|-----------------------------|--|---|--|
| | | ENSEMBLE | COMPOSITION DES SÉRIES |
| NORIEN | <i>Dolomie principale.</i> | I | <i>Nappe dolomitique de Grandjacquet (?)</i> |
| CARNIEN | Contact normal. | ζ ₁ | Contact anormal. |
| | <i>Série des Phyllites supérieures.</i>
Phyllites gris-bleu, faiblement métamorphiques, quartzites, calcaires friables, calcaires gris en couches minces, en forme de lentilles pouvant conjointement avec les porphyrites à diabases, 200 m. | II
<i>Ensemble du flysch à quartzites</i> | <i>Calcaires en petits bancs</i> et brèches à calcaires à Calpionelles ; âge : tithonique ou plus récent (cf. Bousquet [1961 a]).
<i>Diabases porphyrites.</i>
<i>Flysch à quartzites</i> ² (faciès le plus caractéristique ; plaquettes argilo-phylliteuses bleutées et luisantes avec bancs épais de quartzites jaune brunâtre avec filonnets de quartz carriés). Le flysch supporte parfois des paquets de dolomies. |
| | Contact normal | ζ ₄ | Contact anormal avec parfois gypse. |
| | <i>Série des Calcaires de Cetraro.</i>
Calcaires cristallins sombres, dolomies grises, marbre compact blanc et rose, marbre rubané, gypse, cargneules et dolomies cavernueuses.

<i>Série des Phyllites inférieures.</i>
Plusieurs centaines de mètres de phyllites métamorphiques, de quartzites à séricite, de schistes verts, de phyllites calcaires. | III
<i>Série des schistes pseudo-lustrés</i> | <i>Schistes pseudo-lustrés</i> ² : schistes verts lustrés, talcschistes, schistes quartzitiques, calcaires cristallins, marbres compacts (blanc, rose, gris, noirâtre...). |

TABEAU. — Comparaisons dans la chaîne côtière de Calabre : région de Cetraro.

1. solutions proposées en accord avec MM. Glangeaud et Grandjacquet [Glangeaud et *alt.*, 1961].

2. dénominations dues à A. Caire, L. Glangeaud et Cl. Grandjacquet [1960].

CONCLUSION. — Ainsi, dans les deux régions décrites, le flysch à quartzites repose par un contact anormal sur la série des schistes pseudo-lustrés ². Il supporte les diabases-porphyrites et

5. Ces calcaires dolomitiques représentent la terminaison sud des massifs calabro-lucaniens. L'allochtonie du flysch à quartzites sur ces massifs a été démontrée par Grandjacquet [1961 a].

6. On peut se demander si le contact entre flysch à quartzites et série des schistes pseudo-lustrés n'est pas seulement un con-

les calcaires en petits bancs, surmontés à leur tour par la formation diorito-kinzigitique. Au S de la région de Sangineto, les diabases-porphyrites reposent directement sur les schistes pseudo-lustrés. Quitzow interprétait ce contact comme un contact mineur à l'intérieur de la série carnienne. Il n'en est rien, puisqu'il correspond au contact basal d'un ensemble formé par flysch à quartzites et diabases-porphyrites, l'une ou l'autre de ces formations se trouvant au contact de la série des schistes pseudo-lustrés suivant le degré de laminage du flysch à quartzites.

D'autre part, on peut observer en certains points que les diabases-porphyrites reposent sur le flysch à quartzites par des contacts tectoniques caractéristiques (ϕ_3). Cela est aisément visible à Sangineto même, où les porphyrites et les calcaires en petits bancs sont débités en plusieurs petites écaillés (fig. 4, coupe E). On peut s'en rendre compte aussi à San Janni (fig. 4, coupe G), où, dans le contact entre flysch à quartzites et calcaires à petits bancs, on trouve des blocs de plusieurs m³ de serpentines. Ailleurs, il est très difficile de dire si le contact de base des porphyrites est normal ou non. Nous pensons néanmoins qu'étant donné la constante superposition des porphyrites au flysch à quartzites, celle-ci forme avec lui un même ensemble, *une même unité allochtone*. A l'heure actuelle, nous savons seulement

que les calcaires en petits bancs sont d'un âge tithonique ou plus récent. La matrice calcaire des pillow-lavas de la série des diabases-porphyrites, n'a pas fourni de faune. Quant à l'âge du flysch à quartzites, on ne peut l'établir que par des hypothèses (cf. Grandjacquet [1961 b]). Quand on aura plus de données sur l'âge de ces différents terrains, on pourra voir si le flysch à quartzites, les diabases-porphyrites et les calcaires en petits bancs forment une série continue ou non ? La partie droite du tableau résume ces conclusions.

tact mineur, à l'intérieur d'une même série (par exemple, à la faveur d'une disharmonie entre les calcaires de Cetraro et le flysch à quartzites grâce à un niveau gypseux). Contre cette hypothèse, nous pouvons retenir à l'heure actuelle deux faits : le flysch à quartzites est allochtone dans les massifs calabro-lucaniens et, à notre connaissance, nulle part on ne trouve des lambeaux de la série des schistes pseudo-lustrés entre le flysch à quartzites et l'autochtone calabro-lucanien. D'autre part, on ne voit jamais les diabases-porphyrites traverser la série des schistes pseudo-lustrés. Comme dans les massifs calabro-lucaniens, on peut donc constater ici l'allochtonie du flysch à quartzites.

7. Le flysch à quartzites recouvre les massifs calabro-lucaniens sur de grandes surfaces. On peut se demander si, dans ces régions, ce flysch présente la même association avec les diabases-porphyrites. Nous n'avons pas discuté ici ce problème, l'ayant exposé dans une note à l'Académie des Sciences [Bousquet, 1961 b].

Bibliographie.

- BOUSQUET J.-C. (1961 a). — Nouvelles données sur les diabases-porphyrites dans la région de Sangineto (Calabre). *B. S. G. F.*, (7), III, p. 370-378.
- (1961 b). — Comparaison entre les régions de Sangineto-Cetraro (Calabre) et d'Episcopia-San Severino (Lucanie). *C. R. Ac. Sc.*, t. 253, p. 3011-3013.
- BOUSQUET J.-C. et GLANGEAUD L. (1961). — Géodynamique des volcans supracritique à pillows-lavas et leurs intrusions profondes en Italie (Calabre et Apennin septentrional), en Algérie et dans les Préalpes françaises (Chablais). *Boll. Soc. geol. ital.*, 23 sept. 1961 (à paraître).
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET C. (1960). — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 915-938.
- CORTESE E. (1895). — Descrizione geologica della Calabria. *Mem. Descr. Carta geol. Ital.*, vol. IX.
- GLANGEAUD L., GRANDJACQUET C., BOUSQUET J.-C. et AFCHAIN C. (1961). — Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie méridionale. *B. S. G. F.*, (7), III, p. 619-624.
- GRANDJACQUET C. (1961 a). — Le flysch à quartzites des territoires calabro-lucaniens (Italie méridionale). *Ibid.*, (7), III, p. 115-120.
- (1961 b). — Aperçu morphotectonique et paléogéographique du domaine calabro-lucanien (Italie méridionale). *Ibid.*, (7), III, p. 610-618.
- IPPOLITO F. (1948-1949). — Contributo alle conoscenze sulla Calabria. *Mem. e Note Ist. Geol. appl. Napoli*, vol. II, p. 17-35.
- LIMANOWSKI M. (1913). — Die grosse kalabrische Decke. *Bull. Ac. Sc. Cracovie*, Cl. Sc. math. et nat., ser. A, p. 370-385.
- QUITZOW H. W. (1935). — Der Deckenbau des kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Beitr. geol. westl. Mediterraengebiet*, n° 14 (*Abh. Ges. Wiss. Göttingen*), p. 63-186).
- TEICHMULLER R. (1932). — Über das Vorland des Apennin. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen*, Math. Phys. Kl., n° 17.

Aperçu morphotectonique et paléogéographique du domaine calabro-lucanien (Italie méridionale)

par Claude GRANDJACQUET *.

Sommaire. — Ce complément d'observations et d'hypothèses sur la tectonique de la Calabre septentrionale et de la Lucanie méridionale précisera les données apportées lors des publications précédentes.

Les deux faits primordiaux sont, d'une part, la description des chevauchements et écaillages de la région Praia à Mare-Maratea et du bassin de Lagonegro et, d'autre part, la découverte d'une pénéplaine complexe anténappe. Une carte schématique donne les principales lignes tectoniques récentes, responsables de l'allure actuelle de la région étudiée.

Après une étude sommaire de la stratigraphie et de la tectonique propre aux massifs autochtones, nous énumérerons et décrirons les unités allochtones, en imaginant les processus de leur mise en place. On se reportera, pour l'historique, à la note de A. Caire, L. Glangeaud et C. Grandjacquet [1960].

LES MASSIFS AUTOCHTONES. — Schématiquement, le massif calcaréo-dolomitique nord-calabrais présente, à l'affleurement, des terrains de plus en plus récents quand on se déplace du Sud (région de Belvedere-San Sosti) au Nord (zone de Maratea-Lauria). Sa marge méridionale est essentiellement constituée de schistes métamorphiques et de calcaires cristallins qui se superposent ou se substituent latéralement les uns aux autres. Ces terrains sont probablement d'âge triasico-liasique. Ils sont surmontés et passent latéralement à des dolomies d'âge essentiellement liasique (*Paleodasycladus*) et peut-être jurassique¹. Apparaissent ensuite la série assez obscure des calcaires sombres à silex et brèches siliceuses, puissante de 20 à 250 m, dans laquelle nous avons reconnu la présence de l'Aptien, puis le Crétacé supérieur à Rudistes et, localement, une série de calcaires dont l'âge yprésio-lutétien semble devoir être retenu.

Dans tout ce secteur montagneux, il faut noter une transgression aquitanienne avec dépôts argilo-calcaires, irrégulièrement conglomératiques.

Nos études sur cette zone permettent, dès à présent, de schématiser les principales périodes

paléogéographiques qui se sont succédées au cours de l'élaboration du grand massif nord-calabrais. Jusqu'au Crétacé, il est difficile d'élucider les problèmes. Cependant, les couches à silex mésozoïques transgressent par l'intermédiaire d'une série de schistes et conglomérats sur la série triasique, la discordance angulaire restant généralement faible. Ensuite, il semble que la puissante série du Crétacé supérieur débute sporadiquement avec les couches à Orbitolines. Les premiers indices de la transgression des couches à Rudistes se rencontrent au niveau de Scalea et du Mte Pollino. Au N de cette ligne, et jusqu'en Campanie et dans les Pouilles, on note la présence d'une masse importante (100 à 1 000 m), le plus souvent calcaire, de couches à Rudistes, qui passe assez fréquemment à une dolomie blanche et pulvérulente. Au S de la même ligne, le Crétacé supérieur est probablement représenté dans les calcaires à silex.

Faisant suite à cette période, on doit noter à l'Éocène, dans la zone de Scalea-Mormanno-Lauria, une série de dépôts calcaires dont les témoins se suivent en direction du Nord et du Nord-Est. Puis, précédant un épisode transgressif d'âge aquitanien, des phénomènes de plissement et une importante érosion ont modifié l'allure des massifs calabro-lucaniens. On remarque, en effet, que la

* Note présentée à la séance du 18 décembre 1961.

1. Nous n'avons pas encore pu dater avec précision les séries jurassiques, mais elles doivent exister sous un faciès de dolomies et calcaires presque azoïques.

série aquitanienne, de faciès variable, dans laquelle les faunes sont constamment remaniées, repose en discordance sur tous les termes précédemment décrits. Sous la couverture aquitanienne, on reconnaît un damier d'unités séparées généralement par des failles orthogonales, de direction approximative NW-SE et SW-NE. A l'intérieur de ce réseau affleurent au hasard, tantôt subhorizontales et peu déformées, tantôt plissées, des séries d'âge triasico-liasique et peut-être jurassique, ou d'âge crétacé inférieur ou supérieur, ou d'âge éocène. La période d'érosion au cours de laquelle s'aménagea la pénéglaive dut être longue car, pour mettre à nu les calcaires cristallins ou les dolomies liasiques, les agents météoriques avaient dû enlever 800 à 1 000 m de sédiments².

Cette pénéglaive « pré-aquitanienne » devait couvrir, outre le Nord de la Calabre, les massifs calcaires qui affleurent sur l'arc Salerne-Sapri, de même que le plateau des Pouilles et des Murges, ainsi que la zone qui, actuellement, forme le substratum de la fosse du Molise. Toutes ces séries ont en commun, au N de Belvedere-Castrovillari, une ossature essentiellement constituée de séries mésozoïques, localement recouverte d'Éocène résiduel ou d'Oligocène ou de dépôts pré- et syntectoniques d'âge miocène inférieur. Actuellement, elles se présentent à nouveau, pour la plupart, morcelées par des failles qui les découpent en mosaïque où alternent horsts et grabens. Les horsts, déchiquetés par l'érosion, sont évidemment constitués de calcaires essentiellement mésozoïques, localement dolomitiques ; tandis que les grabens sont occupés soit par des unités allochtones, soit par des dépôts récents.

Si l'on fait abstraction de la phase ponto-plio-quaternaire [Caire, Glangeaud et Grandjacquet, 1960], la vaste pénéglaive précitée était donc recouverte par des séries allochtones superposées, dont les témoins sont conservés dans les grabens actuels.

LES UNITÉS ALLOCHTONES. — On peut y reconnaître diverses séries. La première, qui offre une grande extension géographique, se rencontre dans la moitié nord de la Calabre, depuis Catanzaro et dans toute la Lucanie ou Basilicate. Nous l'avons décrite [Grandjacquet, 1961] sous le nom de « flysch épizonal à quartzites » dans la région côtière de Belvedere à Maratea. Il y a lieu d'y ajouter le « flysch noir phyllonitique » des auteurs italiens, appelé aussi « flysch ophiolitifère », très répandu sur la bordure nord-est du Mte Pollino. Cet ensemble représente la semelle plastique basale, sur laquelle vont arriver, puis glisser, les

autres unités. Ces autres unités sont, d'une part de grandes écailles de dolomie entre Praia et Maratea, d'autre part diverses séries de flyschs crétacés et tertiaires à Lagonegro-Potenza et en Lucanie.

L'écaille de dolomie de Praia a Mare. De Papisidero à Maratea, la bordure du massif nord-calabrais est surmontée par une épaisse série de calcaires magnésiens et de dolomies noires, riches en Algues, intercalée çà et là de minces lits ou lentilles de schistes jaune-brun : cette formation est d'âge liasique pour l'essentiel³. Cette unité se poursuit de la côte tyrrhénienne jusqu'à Papisidero, Laino Borgo et Lauria. Les fenêtres complexes d'Aieta où affleure le Crétacé à Rudistes (fig. 1 A), les demi-fenêtres du front de l'écaille à Maratea, ainsi qu'au N et à l'E du Mte Serramale, et le substratum entourant les klippen de Papisidero et Laino Borgo sont les témoins du socle autochtone. Pincée entre les séries mésozoïques autochtones et l'écaille de dolomie, on peut suivre d'une façon presque constante une lame de « flysch à quartzites » remaniés, englobant tectoniquement des éléments de calcaire aquitanien écrasés, fendillés et injectés de calcite. Un contact très visible longe la base sud-sud-est du Mte Rosello : on peut y reconnaître (fig. 1 B et C), sur du Crétacé à pendage 20° NE, une surface mécanique subparallèle au pendage, sur laquelle reposent çà et là des témoins de « flysch à quartzites ». Cette lame de flysch s'enfonce sous une masse dolomitique d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, à pendage vertical. Le tracé du contact montre un pendage moyen de 20 à 30°, rarement plus fort (fig. 1 D). Dans le paysage, particulièrement au Mte Rosello et au Mte Serramale (fig. 1 E), cette disposition est très caractéristique : le Crétacé plissé, érodé et dénudé se présente sous forme de mamelons faiblement bombés, dont la base est recouverte et jalonnée par des bandes de terres cultivées, installées sur le flysch. Limitant ces terres fertiles, des masses dolomitiques déchiquetées, couvertes de forêts, forment les points les plus élevés du paysage. Il est à remarquer que cette unité flottant sur le « flysch à quartzites » occupe la partie sommitale du massif nord-calabrais.

Une autre écaille de dolomies et de calcaires liasiques située à l'W de Lagonegro (Serra del Palo), repose dans les mêmes conditions sur la masse crétacée de la Serralunga, par l'intermé-

2. A moins que ces éléments triasico-liasiques ne représentent des hauts fonds ou des rides durant le Mésozoïque.

3. Vers Maratea, la série semble être plus complète et le Nummulitique y est même représenté.

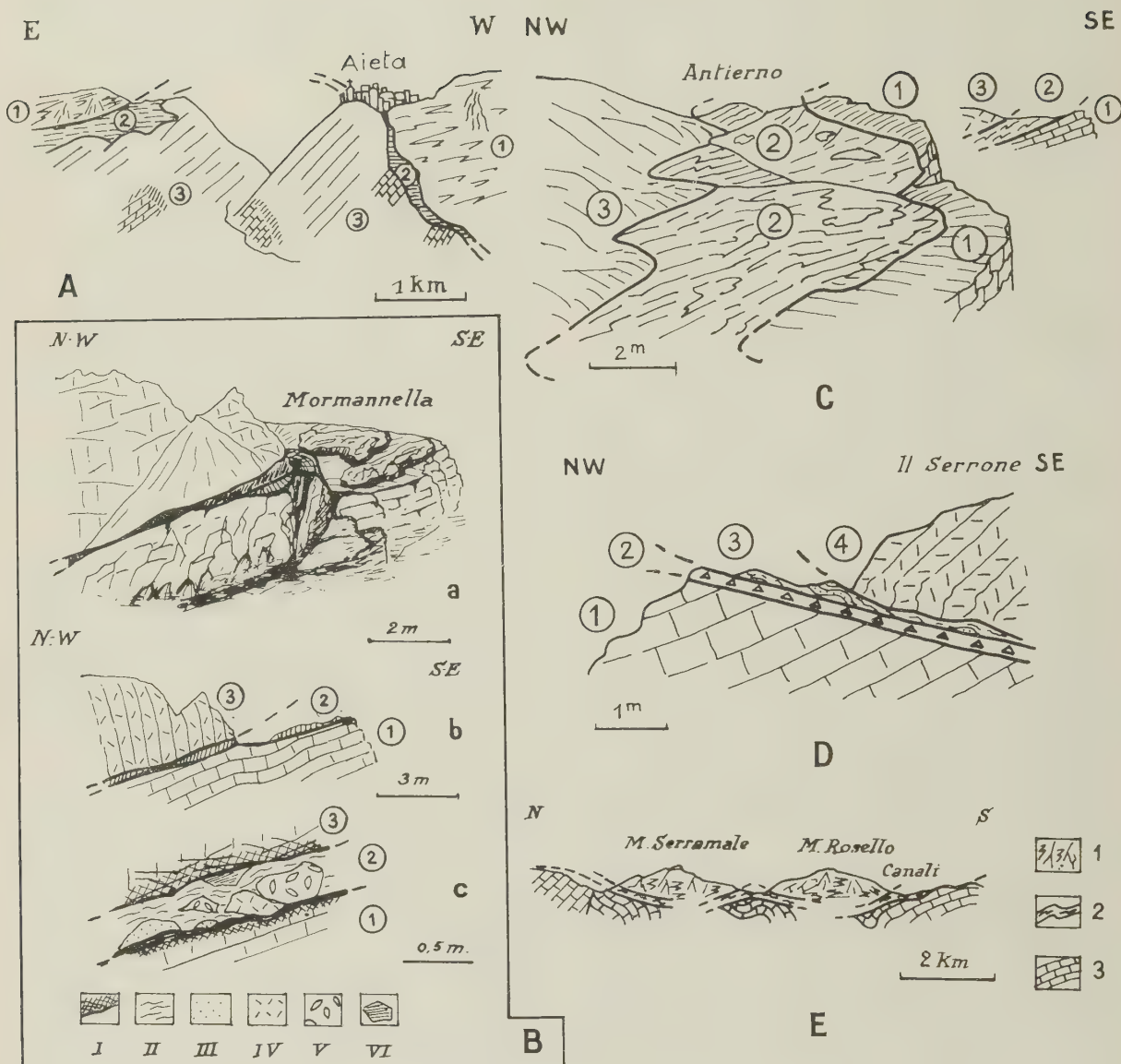


FIG. 1. — Écaille de Praia a Mare.

A : Fenêtre d'Aieta. 1 : dolomie liasique ; 2 : «flysch à quartzites» ; 3 : calcaires crétacés à pendage est.

B : Position de la semelle de «flysch à quartzites» entre l'autochtone calcaire et l'unité de dolomie charriée (SE du Mte Rosello). a : schéma ; b : coupes ; c : détail. — 1 : Crétacé calcaire autochtone ; 2 : «flysch à quartzites» allochtone ; 3 : écaille de dolomie. — I : dolomies et calcaires mylonitisés ; II : «flysch à quartzites» brassé et laminé ; III : blocs de quartzites rabotés ; IV : blocs de dolomie, écrasée, mélangée au flysch ; V : blocs de calcaire aquitanien arrondis et rubéfiés ; VI : élément de calcaire laminé.

C : Schéma et coupe indiquant les rapports entre les trois unités (S du Mte Rosello). 1 : calcaires crétacés autochtones ; 2 : «flysch à quartzites» laminé, allochtone ; 3 : dolomie broyée et pulvérulente.

D : Coupe faisant apparaître un banc de brèche tectonique de 30 cm d'épaisseur à la base du complexe allochtone (2 km au SE d'Aieta). 1 : calcaires crétacés et tertiaires ; 2 : dalle bréchique polygénique ; 3 : «flysch à quartzites» ; 4 : dolomies et calcaires liasiques.

E : Coupe schématique des Mti Serramaïe et Rosello. 1 : massifs dolomitiques ; 2 : semelle de flysch ; 3 : Crétacé autochtone irrégulièrement plissé.

diaire d'une semelle de « flysch à quartzites ». Cette écaille est adossée au flanc est de la dorsale crétacée en une disposition synclinale asymétrique.

Si l'écaille Papasidero-Maratea-Laino Borgo n'est pas surmontée par d'autres unités allochtones, le lambeau de la Serra del Palo et ses prolongements vers Rivello et Trecchina sont dominés par l'imposante masse du Mte Sirino et par ses satellites.

La série mésozoïque de Lagonegro-Potenza, étudiée de longue date par les auteurs italiens (voir historique in A. Caire, L. Glangeaud et C. Grandjacquet [1960]), flotte en effet, dans sa partie sud tout au moins, sur la série des « flyschs à quartzites » et des flyschs miocènes.

Pour mémoire, cette unité est constituée, de bas en haut, par 50 à 250 m de calcaires à chailles et à silex (*calcarei a liste e noduli di selce*) d'âge triasico-liasique, surmontés, en concordance stratigraphique, par 50 à 150 m de plaquettes siliceuses et radiolaritiques (*scisti silicei*), d'âge tithonique-néocomien, sur lequel reposent 100 à 300 m de flysch noir crétacé (cénomano-maestrichtien), riche en lits de quartzites et en bancs de calcaires gris à patine jaunâtre. Toute cette série ne représente qu'une seule unité stratigraphique. Au voisinage de Lagonegro [Luccini, 1956, 1958], la série présente de magnifiques passages verticaux de faciès, tandis que, sur le flanc ouest de la Serra Roccazza, on observe des irrégularités dans la sédimentation au passage entre calcaires à silex et couches à radiolarites.

La base de la série est difficile à définir, car les phénomènes de rabotage basal et de glissements chaotiques du flysch gênent l'observation. Suivant les auteurs italiens, cette série serait en con-

cordance sur une dolomie triasique. En fait, la présence de dolomie crétacée para-autochtone, pulvérulente, de dolomie liasique allochtone et peut-être de dolomie triasique, qui sont toutes dans des positions tectoniques complexes, rend toute observation difficile.

L'allochtonie du complexe précédent est cependant indubitable, et ce pour plusieurs raisons :

— tout d'abord, par sa position dans une dépression dont tous les abords sont représentés par des massifs crétacés à Rudistes, qui pendent de 60° à 80° vers le bassin et dont les couches passent indubitablement sous le Mte Sirino et ses massifs satellites ;

— ensuite, par la superposition locale des calcaires à silex, des radiolarites et du flysch sur le Miocène inférieur du Mte Alpi qui nous montre le substratum du bassin, à la faveur de gigantesques failles verticales plio-quaternaires. De plus, on observe de nombreux phénomènes de rabotage, d'écaillage, de laminage, de déchirement à la base de la série. Des lambeaux de dolomie pulvérulente, probablement crétacée, jalonnent la bordure du bassin ;

— enfin, par des considérations géométriques : les Mti Sirino, Gurmara, Castagnareto... sont des anticlinaux ou anticlinoriums fortement plissés avec des axes approximativement N-S à tendance NNE-SSW. Si l'on étire ces masses de plis, on obtiendra probablement une longueur E-W plus grande que ne le permet le bassin lui-même. Compte tenu du pendage et des massifs crétacés qui bordent cette région à l'Ouest, on peut admettre un décollement vers le centre du bassin, mais alors toute la série mésozoïque de Lagonegro-Potenza reposait anormalement sur le Crétacé supérieur et le Miocène des Mti Coccovello, Olivella et Alpi.

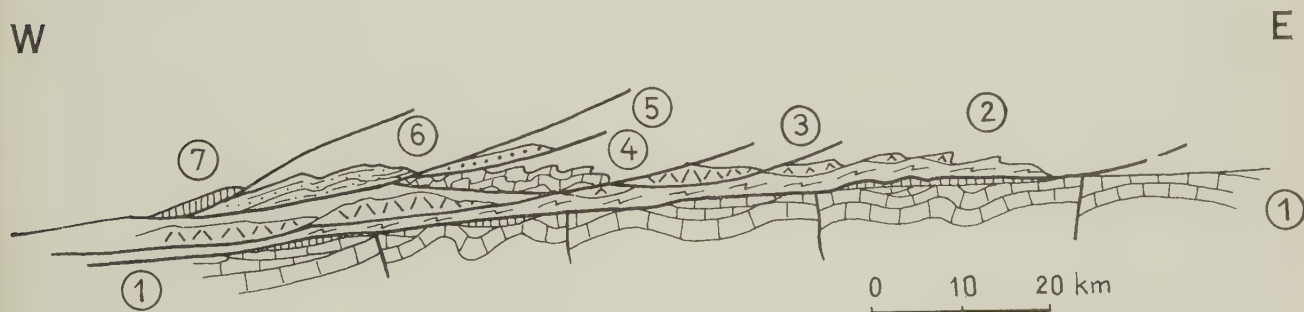


FIG. 2. — Rapport synthétique entre les séries autochtones et allochtones du domaine calabro-lucanien.

1 : autochtone mésozoïque et tertiaire ; 2 : complexe du « flysch à quartzites » et des roches vertes ; 3 : écailles de dolomies flottant sur le flysch ; 4 : série de Lagonegro-Potenza ; 5 : série de la Serra del Palo ; 6 : série de Lucanie ; 7 : flyschs oligo-miocènes pré- et syntectoniques.

Autres unités. En Lucanie, reposant toujours sur la semelle de « flysch phyllonitique noir » et sur le « flysch à quartzites », on rencontre un complexe de flysch siliceux et calcaire, riche en argiles rouges et vertes, en lentilles de calcaire cristallin et en niveaux microbréchiques. Sur cet ensemble, on rencontre, à partir de Futani et Laurito, une épaisse série gréseuse, riche en conglomérats grossiers, qui pourrait s'apparenter au faciès « oligo-miocène molassique » (flysch marnoso-arenaceo décrit par Ippolito et Lucini [1956]).

Enfin, localement, au SW de Torre Orsaia par exemple, et au NE de Rivello, on rencontre çà et là des lambeaux de flysch tertiaire, reposant indifféremment sur une des séries précédentes.

Pour conclure toute cette étude, on peut, dans un schéma synthétique, représenter le mode de superposition des séries précédemment décrites (fig. 2).

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA CALABRE ET DE LA LUCANIE. — Dans le premier cycle on assiste à la sédimentation à peu près continue des terrains d'âge triasico-liasique et probablement jurassique, puis des séries crétacées et de l'Éocène inférieur. Puis un phénomène de surrection à grand rayon de courbure amène la Lucanie et la Calabre à l'émersion; l'érosion transformant toute cette zone en un paysage pénéplané. Cette vaste surface est occupée actuellement par la Calabre septentrionale, par la Lucanie, par le Molise, les Murges et les Pouilles, ainsi que par la Campanie et la zone du Mte Gargano. La région des Abruzzes devait servir de zone tampon entre l'Apennin méridional, où la sédimentation est interrompue au Nummulitique, et l'Apennin méridional, où la sédimentation est quasi continue du Trias au Pliocène.

Après cette période glyptogénétique continentale, terminant le premier cycle, la pénéplaine a dû être submergée. Pour expliquer ce fait, on peut imaginer un phénomène d'enfoncement à grand rayon de courbure, compensant le bombement du tectorogène tyrrhénien de L. Glangeaud et impliquant çà et là des compressions locales qui auraient permis le plissement de quelques éléments « mosaïques ». Toutefois ces compressions n'auraient qu'accentué des amorces de plis existant déjà avant l'établissement de la pénéplaine.

Sur la bordure sud de l'Apennin, ainsi submergée, nous assistons au début du deuxième cycle. Une série complexe de l'Aquitani-Miocène inférieur, se dépose, qui va être progressivement recouverte par les différentes unités allochtones. Celles-

ci vont être partiellement démantelées par l'érosion au fur et à mesure de leur progression, la fin de cette « série sédimentaire complexe » étant constituée par des dépôts miocènes (Hélvétien à Pontien). Comme dans le cycle précédent, cette phase est suivie d'un découpage en « mosaïque » plio-quaternaire [Caire, Glangeaud, Grandjacquet, 1961] : distension due au bombement de l'arc calabrais, en compensation de l'enfoncement du domaine tyrrhénien. Enfin, pour clore le cycle, l'érosion démantèle cet échafaudage depuis le début du Pliocène et constitue l'actuelle géographie sud-apenninienne.

Sur la carte tectonique schématisée (fig. 3), où nous n'avons placé que des repères importants, on peut remarquer la position de l'écaille de dolomie sur le massif nord-calabrais, ainsi que la faille orientée NW-SE qui jalonne la base du Mte Pollino. Cette faille récente peut être suivie de Francavilla Marittima à Lauria. D'un rejet voisin de 1 000 m (avec regard sud-ouest) dans sa partie sud, elle n'a presque plus d'effet au voisinage de Lauria. De plus, elle est tronçonnée par un fossé complexe dans la région de Rotonda.

La ligne de dislocation E-W de Maratea-Latronicco semble séparer des unités tectoniques interrompues par cette cassure importante. L'arc montagneux de Salerne-Sapri, représentant l'autochtone mésozoïque, s'arrête au Mte Coccovello. La série mésozoïque de Lagonegro apparaît subitement au N de cette ligne, l'orientation de ses axes tectoniques étant N-S. En outre, les écailles de dolomie voisines de Lagonegro se trouvent sur le flanc est de la dorsale crétacée, alors qu'au S de la cassure, elles sont au sommet de la dolomie autochtone avoisinant la côte tyrrhénienne. Enfin, au N de Maratea et jusqu'à Sapri, « la flexure continentale » de Jacques Bourcart et L. Glangeaud est très nette, et limite le continent, alors qu'au Sud la morphologie est compliquée par de nombreuses terrasses récentes. Par contre, il semble possible d'effectuer un certain nombre de raccords entre les séries situées de part et d'autre de l'accident en interprétant ce dernier comme une faille verticale, d'un rejet voisin de 700 m ; ou même, peut-être, par un décrochement complexe E-W qui décalerait les séries nord-calabraises vers l'Est par rapport aux unités lucaniennes, cette ligne de décrochement étant, par surcroît, découpée en plusieurs tronçons par des failles récentes verticales.

Chronologie des recouvrements. Si l'on se hasarde à dater la mise en place de ces unités allochtones, on peut tout d'abord retenir la superposition de la série basale sur l'Aquitani à l'Ouest, le long

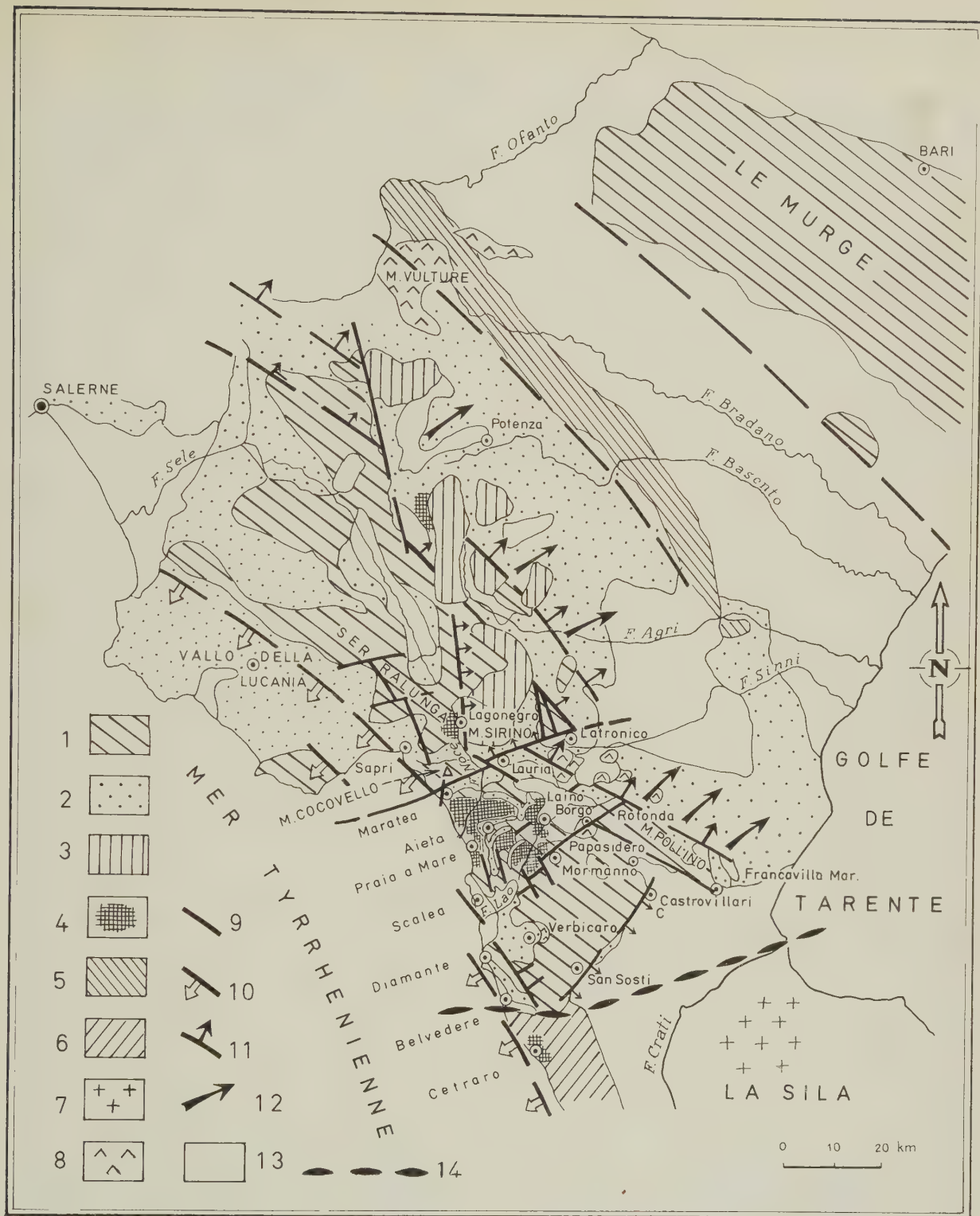


FIG. 3. — Carte tectonique schématique du domaine calabro-lucanien.

1 : autochtone mésozoïque et tertiaire (lignes directionnelles NW-SE); 2 : flyschs allochtones; 3 : ossature de calcaires à silex et schistes siliceux-radiolarites de la série de Lagonegro (lignes directionnelles N-S); 4 : unité dolomitique allochtone; 5 : série mio-pliocène résédimentée du Molise (Casoli-Daunia) (lignes directionnelles NW-SE, parallèles aux lignes tectoniques des massifs autochtones); 6 : complexe métamorphique de la chaîne côtière (Cetraro-Amantea); 7 : Cristallin

de la Sila; 8 : roches éruptives (Vulture, roches vertes du flysch, limburgites intracratoniques); 9 : lignes de failles principales; 10 : flexure continentale; 11 : pendage structural post-paroxysmal des massifs bordant les fossés récents; 12 : lignes de glissement tardi-tectonique des unités allochtones sur les plans inclinés (11); 13 : Mio-Plio-Quaternaire post-tectonique; 14 : tracé de la faille de Sangineto (hiatus de Sangineto).

de la côte tyrrhénienne. De plus, au Mte Alpi, un dépôt conglomératique, probablement burdigalien, englobe de nombreux éléments de « flysch à quartzites » et de la série de Lagonegro (silex, radiolarites, schistes, quartzites), ainsi que de nombreux galets crétacés et tertiaires de l'autochtone. La chaîne côtière devait donc, dès cette époque, être partiellement recouverte par le « flysch à quartzites », surmonté par les séries du Lagonegrese. Puis, ces unités charriées, progressant d'Ouest en Est, ont elles-mêmes recouvert les conglomérats burdigaliens. Ensuite, les unités autochtones et allochtones se sont résédimentées dans le Mio-Pliocène du Molise.

Tous les mouvements des nappes dans la région de Belvedere-Diamante devaient être terminés et une importante érosion avait dû se produire avant les dépôts du Miocène moyen. Les surrections et les mouvements cassants post-paroxysmaux doivent dater du Pliocène, puisque le Messinien est lui-même plissé et faillé.

Il semble donc qu'au début du Miocène, les séries allochtones commençaient à aborder la Calabre et à glisser sur la péninsule de l'Apennin méridional, ce mouvement se continuant au niveau du Mte Alpi et derrière le Mte Pollino à la fin du Burdigalien et peut-être durant une partie du Miocène. A l'Ouest, tous les mouvements avaient déjà cessé bien avant le Messinien, la morphologie actuelle étant due aux mouvements et à l'érosion plio-quaternaire.

Si l'on essaie de replacer ces phénomènes sur un plan géodynamique, il faut imaginer la position initiale des diverses unités. On peut compléter ainsi le schéma général que nous avons proposé précédemment [Caire, Glangeaud et Grandjacquet, 1960]. Il faut, sur la bordure méridionale et occidentale du Sud de l'Apennin, rétablir une série de « sillons » et de « rides » de divers types. Tout d'abord, le « sillon » des « flyschs à quartzites », sous ses trois faciès, qui devait occuper les bordures cratoniques de l'Apennin et de la Sila ; ensuite, une « ride » où s'est peut-être déposée la dolomie devait être, par rapport à l'arc calabrais, plus interne que la fosse de flysch précédente, et occupait une zone parallèle à l'actuel rivage tyrrhénien ⁴. Dans une fosse plus interne encore devait se sédimenter toute la série mésozoïque de Lagonegro, plus ou moins liée au bassin de flysch de Lucanie. Les flyschs tertiaires se sont déposés dans une zone plus interne encore, ou plutôt au cours de la progression des unités, dans une ou plusieurs dépressions temporaires.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS. — La marge méridionale de l'Apennin s'intègre parfaitement dans

le schéma tectonique de la Méditerranée occidentale, définie par L. Glangeaud [1951, 1952]. Après un premier cycle (sédimentation, cassure, érosion) compris entre le Trias et l'Oligocène supérieur, nous assistons au début d'une deuxième grande période qui voit transgresser l'Aquitainien et se mettre en place l'édifice allochtone. Il est à remarquer que les nappes abordent la Calabre et la Lucanie à « l'Oligocène terminal ou à l'aurore du Miocène », exactement comme l'a décrit A. Caire [1954] en Afrique du Nord ; puis leur progression continue vers l'Est en direction de la fosse « molassique » du Molise. Des phénomènes post-paroxysmaux cassants, modelés plus ou moins sur les accidents du premier cycle, ont à nouveau découpé en « mosaïque » tout ce territoire. Certaines de ces failles ont provoqué des basculages de compartiments autochtones, qui ont remis en cause l'équilibre des nappes à l'échelle locale. Citons l'arc Salerne-Sapri et, spécialement, le Mte Coccovello et la zone de Lauria qui plongent sous le bassin de Lagonegro ; le Mte Alpi et le Mte Pollino, qui ont dû contribuer tous deux au glissement post-messinien des flyschs vers le Molise.

L'âge du « flysch à quartzites » reste inconnu, mais il couvre probablement le Jurassique et une partie du Crétacé. Remarquons ensuite que la « ride » dolomitique fournit une écaïlle dont les séries reconnues sont d'âge liasique, les parties les plus élevées atteignant même le Tertiaire. Les sédiments de la série allochtone de Lagonegro s'étagent du Trias au Crétacé supérieur ; ceux de Lucanie sont probablement en partie jurassico-crétacés.

Toutes ces séries allochtones mésozoïques, placées dans leur position paléogéographique ini-

4. L'écaïlle de dolomie pourrait également provenir de la bordure occidentale du craton apenninique. Les faciès de cette unité charriée sont, en effet, très semblables aux faciès du Lias du Sud de l'Apennin, par exemple. Il faut en tout cas, semble-t-il, conserver cette « ride » qui aura été durant le Mésozoïque la zone nourricière des bassins de « flysch à quartzites » et de la série de Lagonegro, fait qui permet d'expliquer la similitude de certains faciès dans l'un et l'autre bassin.

Dès 1939, R. Signorini avait remarquablement démontré que certaines unités calcaréo-dolomitiques de la zone Potenza-Lagonegro (prolongement de notre « écaïlle de dolomie ») reposent anormalement sur le complexe des flyschs, ces recouvrements tectoniques étant plus récents que le Miocène inférieur. Il préconisait une solution paléogéographique que nous ne faisons que compléter. Cet auteur imaginait une première zone occupée par une mer vaste et profonde où s'est déposée la série du Lagonegrese (calcaires à silex, schistes siliceux et flysch) et une autre « zone plus occidentale » où se sont développées les formations calcaréo-dolomitiques (*calcaree di scogliera*) ; celles-ci « se sont avancées à une époque relativement très récente sur la première zone » [Signorini, 1939].

tiale, s'individualisent, du point de vue sédimentaire, à partir du Trias supérieur ou, en tout cas, à partir du Lias. Il semble donc que toutes ces unités puissent appartenir chacune à un des éléments plus ou moins cratonisés, satellites de l'Appennin méridional, individualisés à la phase de distension triasico-liasique de L. Glangeaud.

Une première déchirure serait occupée par le « hiatus de Sangineto ». La « ride » dolomitique et chacun des bassins de sédimentation des séries

de Lagonegro et de la Lucanie ont probablement un substratum dérivé du continent apenninique, qui serait constitué de radeaux sialiques, plus ou moins isolés au milieu du domaine tyrrhénien ⁵.

5. Il résulte de nos études récentes que le « flysch à quartzites » doit être subdivisé en plusieurs unités : un flysch mésozoïque épimétamorphique et des flyschs miocènes resédimentés, tectonisés, localement dynamométamorphiques. (Note ajoutée en cours d'impression.)

Bibliographie.

- ANNOSCIA E. et MANTOVANI M. P. (1957). — Fossili maestrichtiani nel flysch della valle del Sinni. *Boll. Soc. geol. Ital.*, vol. 76, fasc. 1, p. 28-35.
- BALDACCIO L. et VIOLA C. (1894). — Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale. *Boll. r. Com. geol. ital.*, vol. 25, p. 372-390.
- BOSE E. et DE LORENZO G. (1896). — Per la geologia della Calabria settentrionale. *Rend. r. Ac. Lincei*, ser. 5 a, vol. 5, p. 114-116.
- CAIRE A. (1954). — Sur l'origine et la date de mise en place des nappes supérieures dans le Tell algérien au S du Djurdjura. *C. R. Ac. Sc.*, t. 238, p. 597-599.
- (1957 a). — Étude géologique de la région des Biban. Thèse. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. sér., *Bull.* n° 16.
- (1957 b). — Les glissements sous-marins dans le sillon miocène sud-tellien et la mise en place de l'unité A. *Publ. Serv. Carte géol. Alg.*, nouv. sér., *Bull.* n° 20, p. 21-34.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET C. (1960). — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 915-938.
- (1961). — L'orogénèse ponto-plio-quaternaire de l'arc calabro-sicilien et ses caractères géodynamiques. *C. R. Ac. Sc.*, t. 252, p. 145-147.
- CORTESE E. (1895). — Descrizione geologica della Calabria. *Mem. Descr. Carta geol. Italia*, vol. 9.
- COTECCHIA V. (1958). — Le argille scagliose ofiolitifere della valle del Frido a Nord del M. Pollino. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. 77, fasc. 3, p. 205-245.
- DE LORENZO G. (1894). — Le montagne mesozoiche di Lagonegro. *At. r. Ac. Sc. fis. e nat. Napoli*, vol. 6, n° 15.
- (1896). — Studi di geologia nell'Appennino meridionale. *Ibid.*, ser. 2 a, vol. 8, n° 7.
- DI STEFANO G. (1896). — Per la geologia della Calabria settentrionale. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. 15, p. 375-384.
- (1900 a). — Il Malm in Calabria. *Riv. ital. Paleont.*, vol. 6, fasc. 1, p. 39-47.
- (1900 b). — Revisione dei fogli 220, 222, 230 della carta geologica d'Italia al 100 000. *Boll. r. Uff. geol. Ital.*
- GLANGEAUD L. (1932). — Étude géologique de la région littorale de la province d'Alger. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2° sér., n° 8.
- (1951). — Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *B. S. G. F.*, (6), I, p. 735-762.
- (1952). — Tectonophysique comparée des chaînes telliennes et rifaines. *Ibid.*, (6), II, p. 619-639.
- (1957). — Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. 2, fasc. 4, p. 200-220.
- GRANDJACQUET C. (1961). — Le « flysch à quartzites » des territoires calabro-lucaniens (Italie méridionale). *B. S. G. F.*, (7), III, p. 115-120.
- GRECO P. (1899). — Sulla presenza del Dogger inferiore del Mte Foraporta presso Lagonegro. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. 18, p. 65.
- IPPOLITO F. (1948-1949). — Contributo alle conoscenze geologiche della Calabria. *Mem. e Note Ist. Geol. appl. Univ. Napoli*, vol. 2, p. 17-35.
- (1954). — Studi sui terreni terziari dell'Italia meridionale. *La Rich. scient.*, vol. 24, fasc. 3, p. 590-592.
- IPPOLITO F. et LUCINI P. (1956). — Il flysch nell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. 75, fasc. 3, p. 139-159.
- LUCINI P. (1956). — Alcune osservazioni sui rapporti tra la formazione del « flysch » et quella degli « scisti silicei » nel territorio di Lagonegro in Basilicata. *Ibid.*, vol. 75, fasc. 1, p. 16-23.
- (1958). — Sue due microfaune del flysch del versante tirrenico della Basilicata. *Ibid.*, vol. 77, fasc. 3, p. 173-181.
- LUCINI P., MASPERONI L. et SPADA L. (1957). — Dati micropaleontologici sul « Flysch » del versante Tirrenico della Basilicata e osservazioni delle rocce ignee basiche del M. Cerviero nell'Appennino calabro-lucano. *Ibid.*, vol. 76, p. 67-80.
- PRINCIPI P. (1940). — Estensione dell'Oligocene nell'Appennino meridionale. *Ibid.*, vol. 59, p. 169.
- QUITZOW H. W. (1935). — Der Deckenbau des kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Beitr. Geol. west. Mediterraneengeb.*, n° 14, p. 63-186. (*Abh. Ges. Wissensch. Göttingen*).
- RADINA B. (1957). — Appunti preliminari al rilevamento geologico della zona compresa tra S. Fele,

- Bella e Muro Lucano. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. 74, fasc. 3, p. 60-62.
- (1958). — Rilievo geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano. *Ibid.*, vol. 77, fasc. 3, p. 183-203.
- SACCO F. (1910). — L'Appennino meridionale. *Ibid.*, vol. 24, fasc. 2, p. 287-337.
- (1946). — Schema geologico della Calabria. *L'Universo*, vol. 26, n° 3, p. 141-165.
- SCARSELLA F. (1956). — I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il Flysch nell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. 75, fasc. 3, p. 115-138.
- (1957). — Sulla posizione stratigrafica degli scisti silicei attribuiti al Trias medio dell'Appennino meridionale. *Ibid.*, vol. 76, fasc. 3, p. 53-59.
- SELLI R. (1954-1955). — Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale. *Giorn. Geol. (Ann. Mus. geol. Bologna)*, vol. 26, ser. 2 a, p. 340.
- SIGNORINI R. (1939). — Sulla tectonica dei terreni mesozoici nell'Appennino Lucano. *Rend. Ac. Lincei*, Cl. fis. mat. e nat., ser. 6, vol. 24, fasc. 10, p. 558-562.
- (1952). — Le nuove conoscenze stratigrafiche e tettoniche dell'Appennino meridionale. *Att. VII Konz. naz. Metano e Petr.*, vol. 1, p. 311-319.
- TACOLI M. L. et ZOJA L. (1957). — L'età degli scisti di S. Fele. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. 76, fasc. 1, p. 28-35.
- TEICHMÜLLER R. et QUITZOW H. W. (1935). — Die Beziehungen zwischen dem Nordapenninen und dem kalabrischen Deckenbau. *Abh. Ges. Wissensch. Göttingen Math. Phys. Kl.*, n° 13, p. 181-186.
-

Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie méridionale (Italie).

par Louis GLANGEAUD, Claude GRANDJACQUET, Jean-Claude BOUSQUET et Claude AFCHAIN*.

Sommaire. — En s'appuyant sur des données paléogéographiques, tectoniques et pétrographiques, les auteurs essaient de définir la « patrie » d'origine des flyschs de Lucanie méridionale. Ils reconstituent les phases complexes qui les ont affectés depuis l'Aquitainien jusqu'au Pliocène. Après les « nappes de glissement » des premières phases, se sont produits des remaniements du type « olistholite » et « olithostrome » dans les dernières phases.

A) PROBLÈMES TECTONIQUES ET PALÉOGÉOGRAPHIQUES. — L'existence de nappes en Lucanie méridionale (anciennement Basilicate) avait été supposée par Quitzow [1935]. Il interprétait le cristallin de San Severino comme une klippe, seul témoin résiduel d'une vaste lame de gneiss venue de la Sila, en direction du Nord. R. Signorini, dès 1939, avait constaté un contact anormal entre les unités calcaréo-dolomitiques et le complexe des flyschs. Au point de vue paléogéographique, il en tirait des conclusions dont nous verrons tout l'intérêt. F. Ippolito et P. Lucini [1956] avaient, d'autre part, distingué différents types de flysch dans la Lucanie méridionale. La discussion qui avait suivi avait montré que les avis étaient partagés en ce qui concerne leur allochtonie ; M. Manfredini estimait notamment que le flysch « marnoso-calcareo » d'Ippolito et Lucini, autochtone, contenait des éléments remaniés analogues à certains flyschs du Miocène moyen de la province de Benevento. Cottechia [1958] avait apporté d'importantes précisions sur l'âge et la position des flyschs autochtones et allochtones.

Depuis, dans une note commune [Caire, Glangeaud et Grandjacquet, 1960], certains d'entre nous (L. Gl., C. G.) avons défini les grandes structures et l'évolution géodynamique de cette région¹.

Les études de cette année permettent de poser correctement plusieurs problèmes paléogéographiques et tectoniques particuliers à la Lucanie. De nouvelles hypothèses sont nécessaires pour comprendre l'histoire de ces ensembles très complexes. Le premier problème fondamental porte sur la *paléogéographie* des différents flyschs allochtones, au Secondaire, et sur ceux du Ter-

tiaire. Le deuxième concerne la « patrie » des nappes du flysch et de la nappe calcaréo-dolomitique ; le troisième problème porte sur le mécanisme et l'âge de la mise en place des nappes. Il existe, en effet, deux ensembles mécaniquement distincts. Les nappes calcaréo-dolomitiques (Praïa) et les lames gneissiques (Cetraro) se sont comportées comme des éléments *rigides*. Elles ont un style différent de celui des nappes *plastiques* des flyschs allochtones. Le dernier problème est celui du *remaniement* des flyschs allochtones d'âge secondaire dans les flyschs d'âge néogène (problème des olistholites et olithostromes).

L'existence d'une nappe calcaréo-dolomitique supérieure (Praïa, Cetraro), démontrée par C. Grandjacquet [1960 et 1961], est en accord avec une hypothèse de R. Signorini [1939] qui l'avait fait venir d'une région plus occidentale par rapport à sa position actuelle. L'un d'entre nous [Glangeaud, 1961, fig. 1] avait essayé d'en figurer hypothétiquement l'origine dans un mémoire sur la « paléogéographie dynamique » de la Méditerranée au colloque de Villefranche. Il a ainsi abouti, intuitivement et indépendamment, à des conclusions voisines de celles de R. Signorini et de C. Grandjacquet [1961, fig. 5]. Un accord existe donc actuellement entre ces auteurs sur la « patrie » de la nappe rigide calcaire et de ses roches associées. L'origine des klipptes et nappes cristallines calabraises pose d'autres problèmes discutés ailleurs.

* Note présentée à la séance du 18 décembre 1961.

1. On trouvera dans cette note de 1960 une bibliographie générale, complétée par les autres références citées à la fin de cette note.

B) PALÉOGÉOGRAPHIE DES FLYSCHS. — Les solutions sont plus difficiles à trouver pour ce qui concerne la « patrie » et la géodynamique des différents flyschs. Il a été démontré, dans les deux notes précédentes de MM. Caire, Glangeaud et Grandjacquet [1960] et de M. Grandjacquet [1961], que les flyschs de la partie occidentale de la Lucanie sont allochtones. Il en est de même pour les flyschs « ophiolitifères » étudiés dans la région de San Severino et Episcopia par J. C. Bousquet [1960, 1961].

Le complexe « ophiolitifère » de San Severino offre des analogies avec celui de la région de Sangineto. On y trouve des calcaires à microbrèche analogues à ceux de Sangineto, ainsi que des diabases en coussin (pillows) à matrice calcaire (affleurant à 1,5 km à l'E de Mezzana, à 6,5 km au SE de San Severino et à Manca di Sotto, à 3 km à l'E d'Episcopia). Ces diabases correspondent aux « Briksenlaven » de Quitzow et sont semblables aux « Diabas-Porphyrît » de Sangineto. Le détail en est donné par J. C. Bousquet [1961]. Les grandes klippes de la formation diorito-kinzigitique, qui ont été entraînées par le flysch en Lucanie, sont identiques à celles de la région de Cetraro.

On doit souligner que les gisements de roches vertes, serpentines, dolérites, spilites ou autres roches simiques d'âge secondaire, sont plus réduits dans la partie sud-ouest de la Lucanie, à l'W d'une ligne passant par Castrovillari et Lagonegro. A l'W d'une ligne : Diamante-Scalea-Papasidero-Mormanno-Laino, il existe par contre des roches à glaucophane dans les calcaires en petits bancs et microbrèches berriasienues surmontant le flysch à quartzites. La « patrie » de ces dernières roches est encore problématique, étant donné leur position stratigraphique et leur mode de gisement. Il n'est pas exclu qu'elles aient une origine distincte de celle de Terranova di Sibari, qui se présente dans des conditions différentes. Elles ont pu être amenées dans ces brèches au cours d'une phase d'âge secondaire dont l'existence est discutée dans une autre note.

Des roches éruptives simiques d'âge secondaire réapparaissent en Calabre suivant deux axes orthogonaux. Le premier est un axe E-W allant de Sangineto à Terranova di Sibari ; c'est l'axe E-W de l'ancien hiatus d'âge secondaire de Sangineto, devenu une « géosuture » après la compression alpine accompagnée de métamorphisme. Le deuxième axe, N-S, correspond à ce que nous avons nommé en 1960 les « unités de Cetraro ».

C. Afchain [1961] a décrit à Terranova di Sibari une série secondaire avec radiolarites, calcaires à Calpionelles (Berriasien), schistes à as-

pect lustré et spilites métamorphisés en roches à glaucophane et épidote. Cette découverte confirme les travaux précédents de L. Glangeaud [1951] et de A. Caire, L. Glangeaud et C. Grandjacquet [1960] sur l'existence d'un hiatus d'âge secondaire de direction presque E-W entre Sangineto et Terranova di Sibari. Les relations existant entre cette zone et celle de la Sila sont discutées dans une autre note sur l'origine des massifs cristallins calabrais.

D'autres caractères sur lesquels nous n'insisterons pas ici permettent ainsi de supposer qu'il pourrait y avoir deux patries possibles pour les nappes du flysch de la Lucanie méridionale. Il est possible qu'une partie des flyschs à roches simiques, charriés dans la partie centrale de la Lucanie méridionale, soit originaire du hiatus de Sangineto. Les flyschs et schistes pseudo-lustrés bordant la mer Tyrrhénienne, depuis la Lucanie au Nord, jusqu'à l'unité de Cetraro au Sud, en Calabre, ont été recouverts par la nappe calcaréodolomitique au Nord et chevauchés par la formation diorito-kinzigitique au Sud. Ces deux nappes supérieures seraient venues de la zone tyrrhénienne au cours d'un premier paroxysme orogénique (sous-phase n° 1, fig. 1). Les relations entre ces flyschs et les nappes supérieures sont actuellement difficiles à établir par suite de déformations postérieures aux nappes.

Après la mise en place des nappes (pendant les sous-phases 1 et 2 de la fig. 1), toute la bordure sud de la Lucanie s'est relevée, notamment dans la région du Pollino. En sens inverse, l'ancien hiatus de Sangineto-Sibari, transformé en géosuture, s'affaissait inégalement entre Santa Agata et Sibari, en donnant un sillon mio-pliocène. La formation de ce sillon est nettement postérieure au premier paroxysme orogénique proprement dit d'âge oligo-burdigalien (sous-phases 1 et 2 de la fig. 1). Le deuxième paroxysme orogénique correspond à la série de sous-phases tertiaires d'âge mio-plio-quatenaire [L. Glangeaud, 1927-1952]. Ce deuxième paroxysme a produit (sous-phases 4 et 5), des déformations différentes, comme origine et comme direction, du premier paroxysme oligo-burdigalien proprement dit. Entre les deux paroxysmes, il s'est produit toute une série d'épisodes (sous-phase 3) connus dans d'autres régions de la Méditerranée et aussi dans certaines parties de l'Italie, par exemple dans l'Apennin central et en Sicile. Ces épisodes d'âge miocène moyen n'ont laissé que peu ou pas de traces visibles en Lucanie méridionale et en Calabre. Il est facile de comprendre pourquoi.

Entre la fin du premier paroxysme, au Burdigalien, et le Pontien, au moment où se déclenche



FIG. 1. — Carte du hiatus de Sangineto et de la Lucanie méridionale montrant la répartition et l'origine des différents flyschs et des nappes associées.

1 : séries calcaires autochtones, Jurassique-Crétacé-Tertiaire ; 2 : séries du hiatus de Sangineto affleurant à Terranova di Sibari, avec flysch à quartzites, calcaires à Calpionelles, radiolarites et spilites métamorphisées à glaucophane ; 3 : granites et roches métamorphiques du massif de la Sila ; 4 : flysch à quartzite et flysch noir ; 5 : diabases et pillow-lavas associés aux flyschs du 4 ; 6 : serpentines associées aux mêmes flyschs ; 7 : nappes et écaillés dolomitiques (Grandjacquet) ; 8 : schistes pseudo-lustrés de Cetraro ; 9 : série de Lagonegro (voir texte) ; 10 : gneiss à grenat et diorites (séries kinzigitiques) ; 11 : sé-

ries remaniées, formées en grande partie de flyschs avec klippes, olistholites et olithostromes ; 12 : volcanisme limburgitique autochtone traversant les séries calcaires 1 ; 13 : terrains plio-quaternaires ; 14 : axe de la fosse mio-plio-quaternaire superposée au hiatus de Sangineto ; 15 : failles appartenant généralement à la phase ponto-plio-quaternaire ; 16 : phases successives de déplacement (1 à 5) des nappes et du flysch à partir de la mer Tyrrhénienne et du hiatus de Sangineto (voir texte).

le deuxième paroxysme, il s'est écoulé un temps dont la durée dépasse probablement cinq millions d'années. Pendant ce temps, le déplacement de *sondes orogéniques* post-paroxysmales [Glangeaud, 1951, 1956] a provoqué les déplacements correspondant à la sous-phase n° 3 de la fig. 1. Comme la région était certainement en grande partie émergée pendant ce temps, de nombreux remaniements ont déjà commencé à se produire.

C'est à partir de la sous-phase n° 4 de la fig. 1, qui doit probablement correspondre au Messinien, que les flyschs remaniés ont acquis leurs caractères définitifs et se sont accumulés dans les nouveaux bassins et sillons. Lors des phases miocènes, les oscillations verticales de la région ont pu dépasser 3 000 m. Tous ces phénomènes morphotectoniques complexes ne permettent pas la reconstitution rigoureuse de tous les phénomènes géodynamiques (orogénèse et glyptogénèse) qui se sont produits entre le Burdigalien et le Pliocène inférieur.

Les érosions et glissements ont fait disparaître les liaisons qui pouvaient exister entre les éléments cachés sous la couverture miocène du hiatus de Sangineto et les nappes situées au N du Pollino. Les raccords ne peuvent donc être réalisés que théoriquement, avec l'appui d'arguments paléogéographiques, pétrographiques et tectoniques.

Dans les environs de Sangineto, au voisinage du village, la série des gneiss chevauche les calcaires en petits bancs, les *brèches à Calpionelle*, le flysch à quartzites et les schistes pseudo-lustrés. Les lames de gneiss à grenat de cette région appartiennent donc à des éléments allochtones, poussées de l'Ouest à l'Est dans une dernière phase. C'est aussi le cas, plus au Nord, du système de la nappe calcaréo-dolomitique mise en évidence par l'un d'entre nous [Grandjacquet, 1961] et dont l'existence avait été entrevue dès 1960 (A. Caire, L. Glangeaud, C. Grandjacquet). Au S du hiatus de Sangineto, la nappe calcaréo-dolomitique n'est plus représentée que par quelques lambeaux isolés reposant sur tous les autres éléments. Elle est pour ainsi dire relayée par la nappe des gneiss à grenat de Cetraro. Dans la région de Sangineto et de Cetraro, sous l'ensemble allochtone (gneiss et dolomie) provenant de la mer tyrrhénienne, le flysch à quartzite, les calcaires en petits bancs, les roches vertes et les schistes pseudo-lustrés peuvent être, au moins en partie, para-autochtones.

Plus à l'Est, le long du hiatus de Sangineto, la série décrite à Terranova di Sibari par l'un d'entre nous (C. A.) pourrait être aussi para-autochtone, car les plis des radiolarites y sont de direction E-

W et déversés vers le Nord. Elle comprend des radiolarites, des schistes pseudo-lustrés, des calcaires berriasiens à Calpionelles et un ensemble simique fortement métamorphisé (anciennes spilites ?). Une partie des éléments plastiques, et notamment le flysch à quartzites du hiatus de Sangineto, paraît ainsi avoir été expulsée vers le Nord au cours d'une phase de compression et suivie par une onde orogénique avec glissement (phase 2).

C) LES DIFFÉRENTS FLYSCHS DE LUCANIE ET LEURS RELATIONS GÉODYNAMIQUES. — Les flyschs « ophiolitifères » de San Severino constituent l'équivalent du flysch « filonitico » (noir) des auteurs italiens. Ils supportent le flysch à quartzites de la Lucanie méridionale décrit par C. Grandjacquet [1961]. Tout cet ensemble de flyschs, avec ses roches vertes et gneiss allochtones, est chevauché au Mte Armizzzone (fig. 2) par un deuxième ensemble complètement différent comprenant des calcaires à silex, des radiolarites et le flysch de Lagonegro. Le premier ensemble avec roches vertes apparaît notamment au col de Bidente. Les deux ensembles, superposés au Mte Armizzzone, pourraient ainsi *provenir de patries différentes* et être arrivés à des moments différents dans la région considérée.

En effet, comme l'un d'entre nous l'a montré [Grandjacquet, 1961], les dépôts conglomératiques d'âge burdigalien du Mte Alpi remanient de nombreux éléments de flysch à quartzites, ainsi que des silex, des radiolarites et des schistes à aspect lustré. En tenant compte de tous les éléments précédents, on peut ainsi reconstituer les phases successives de l'arrivée des flyschs entre l'Aquitainien et le début du Miocène inférieur (fig. 1).

Dans une première phase (n° 1 de la fig. 1), sont arrivés des éléments provenant de la mer Tyrrhénienne, qui occupaient la bordure de cette mer, entre Lauria au Nord et Cetraro au Sud. Ils ont été chevauchés, au S de Sangineto, par la série kinzigitique (gneiss à grenat et diorites). Au N de Scalea et en Lucanie, ils ont été recouverts, dans une deuxième phase, par la nappe « calcaréo dolomitique » de Grandjacquet. Quelques éléments de cette nappe seraient parvenus jusqu'à Cetraro.

Le serrage du hiatus de Sangineto s'est terminé par l'expulsion et le glissement (sous-phase 2) vers le Nord, du flysch à quartzites et du flysch noir, peut-être originaire du hiatus. Cet ensemble plastique a entraîné avec lui des écailles kinzigitiques et une partie des roches simiques qui accompagnaient les flyschs dans la région de San-

gineto. Par contre, les spilites déjà fortement métamorphosées et transformées en roches à glaucophane, qui affleurent sous le Berriasien à Terranova di Sibari, ont dû rester en grande partie sur place au Tertiaire supérieur.

Peu après se produisirent des modifications importantes de la morphologie sous-marine. Les dépôts de la mer du Burdigalien reprirent alors des éléments flyschs plus ou moins érodés, situés au Mte Alpi.

Les nappes provenant de la zone Sangineto, et mises en mouvement dans la deuxième phase précédemment décrite, ont rejoint en Lucanie, dans une troisième phase, celles provenant de la mer Tyrrhénienne. On ne peut définir, dans l'état actuel des recherches, la délimitation exacte de ces deux groupes, car les roches éruptives et métamorphiques associées au premier groupe sont en massifs disjoints.

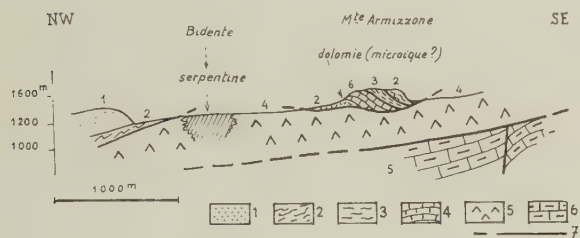


FIG. 2. — Coupe passant au N et à l'E du Monte Alpi, par le Monte Armizzone.

1 : flysch du Mte Falapato ; 2 : flysch de Lagonegro ; 3 : radiolarites appartenant à la même série ; 4 : calcaire à silex et calcaires dolomitiques de la base de la série de Lagonegro ; 5 : flysch à quartzites et flysch ophiolitifère du type San Severino ; 6 : calcaires mésozoïques autochtones du Mte Alpi ; 7 : contacts anormaux.

A une phase pénécotemporaine se produisit l'arrivée de la nappe de Lagonegro, avec ses faciès si particuliers. Sa progression E-W, comme l'a montré C. Grandjacquet, se manifeste par l'orientation N-S des plis de la série de Lagonegro. Au Mte Armizzone (fig. 2), cette nappe de Lagonegro a recouvert les flyschs arrivés lors des phases précédentes. Elle aurait été recouverte par les flyschs de Falapato.

Ces glissements devaient se produire sur des fonds sous-marins de profondeur de plus en plus faible, ou à l'air libre. Les déformations plus ou moins complexes du substratum sous-jacent et la morphologie correspondante provoquaient localement des glissements mal coordonnés des couvertures mobiles. A la fin du Burdigalien et au début du Miocène moyen, ces phénomènes épi-

dermiques s'accompagnaient du remaniement des flyschs arrivés dans les deux premières phases.

D) DERNIÈRES PHASES DE DÉPLACEMENT DES FLYSCHS : LES FLYSCHS REMANIÉS. — Comme l'un d'entre nous (C. G.) l'a indiqué, des unités semblables à celles du Mte Armizzone (série de Lagonegro) chevauchent le Miocène inférieur, près de la Cave de Iannazzo, au S du Mte Alpi, sur la route de Latronico. La troisième phase de glissement de flysch s'est donc produite après ou pendant le dépôt du Burdigalien du Mte Alpi. Au Mte Falapato, les séries du Mte Armizzone sont recouvertes par un flysch riche en microbrèches avec débris de grès, psammites, calcaires à silex, éléments métamorphiques d'origine inconnue et olistholites variés. Son origine ne peut encore être précisée. Il est probable que cette dernière vague a été démantelée au cours et au fur et à mesure de sa progression.

Nous avons nommé flysch *allochtone* les turbidites et laminites qui, après s'être formées dans les zones marginales du continent, ont été soulevées puis ont progressé par glissements *en masse* sous l'action de la gravité (nappes de glissement). Les *flyschs remaniés* offrent aussi des turbidites, mais ils sont surtout riches en débris des flyschs précédents ou en fragments plus ou moins importants d'éléments variés d'origine étrangère. Les remaniements successifs qu'ils peuvent avoir subi à partir du Miocène inférieur, par érosion et glissements partiels, après leur mise en place sur des fonds sous-marins, donneront toute une gamme de roches détritiques variées, avec klippe sédimentaires et mégabrèches, correspondant aux *olistholites* et *olisthostromes* de Beneo. C'est au groupe des flyschs « remaniés » qu'appartiennent les flyschs « marnoso-calcareo » d'Ippolito et Lucini bordant la fosse du Molise et peut-être le flysch « miocène inférieur » de Cottechia. Une partie seulement des flyschs « marnoso-arenaceo » d'Ippolito et Lucini pourrait être remaniée vers Potenza, les autres pourraient être allochtones.

La délimitation exacte de ces flyschs tertiaires est rendue assez délicate par la complexité des phénomènes de remise en mouvement accompagnés de déformations et de glissements locaux. Pour établir les contours exacts de ces formations, il sera nécessaire d'utiliser toutes les techniques de la sédimentologie et de la micropaléontologie, appuyées sur de très nombreuses études microscopiques. Néanmoins, l'analyse géodynamique que nous venons de faire, basée sur les documents recueillis au cours de ces dernières années, permet de séparer, dès maintenant, dans cet en-

semble complexe, de grandes unités distinctes : nappe dolomitique, écaïlle kinzigitique, flysch à quartzite, flysch « ophiolitique », etc. Elles correspondent à des phases géodynamiques différentes et peuvent provenir de « patries » différentes.

La figure 1 a cherché à définir, au moyen de figurés distincts, les limites des différents allochtones. Les flèches indiquent schématiquement les principales phases de déplacement en masse des

flyschs (phases 1 à 3) provenant soit de la mer Tyrrhénienne, soit du hiatus de Sangineto. On peut ainsi séparer, d'après leur origine, les flyschs allochtones non remaniés. Par contre, nous avons représenté avec un figuré commun (phases 4 et 5) tous les flyschs plus ou moins remaniés bordant la fosse du Molise. Ils peuvent difficilement être distingués sur la carte, dans l'état actuel de nos connaissances.

Bibliographie.

- Une bibliographie plus générale est donnée dans A. CAIRE, L. GLANGEAUD et CL. GRANDJACQUET [1960].
- AFCHAIN CL. (1961). — Observations sur la région de Spezzano-Albanèse (Calabre). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 287-288.
- BENEO E. (1956). — Accumuli terziari da risedimentazione (olisthostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine. *Boll. Serv. geol. Ital.*, vol. LXXVIII, fasc. 1-2, p. 291-319.
- BOUSQUET J. C. (1961). — Nouvelles données sur les diabases-porphyrites de la région de Sangineto (Calabre). *B. S. G. F.*, (7), III, p. 370-378.
- (1961). — Comparaison entre les régions de Sangineto-Cetraro (Calabre) et d'Episcopia-San Severino (Lucanie). *C. R. Ac. Sc.*, t. 253, p. 3011-3013.
- (1961). — Position des diabases-porphyrites dans la région de Cetraro-Intavolata et de Sangineto (Calabre, Italie méridionale). *B. S. G. F.*, (7), III, p. 603-609.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET C. (1960). — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale). *Ibid.*, (7), II, p. 915-938.
- COTECCHIA V. (1958). — Le argille scagliose ofiolitifere della Valle del Frido a nord del M. Pollino. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 77, p. 205-246, 3 pl., 20 fig.
- GLANGEAUD L. (1951). — Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *B. S. G. F.*, (6), I, p. 735-762, 3 fig.
- (1956). — Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas nord-africain. *Ibid.*, (6), VI, p. 867-891.
- (1961). — Paléogéographie dynamique de la Méditerranée. Colloque de Villefranche, avril 1961. Paris, Publ. du C. N. R. S., 40 p., 10 fig.
- GRANDJACQUET CL. (1961). — Le « flysch à quartzites » des territoires calabro-lucaniens (Italie méridionale). *B. S. G. F.*, (7), III, p. 115-120.
- (1961). — Aperçu morphotectonique et paléogéographique du domaine calabro-lucanien (Italie méridionale). *Ibid.*, (7), III, p. 610-618.
- IPPOLITO F. et LUCINI P. (1956). — Il flysch nell'Appennino meridionale. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 75, fig. 3, p. 139-159.
- LUCINI P. (1956). — Alcune osservazioni sui rapporti tra la formazione del Flysch e quella degli scisti silicei nel territorio di Lagonegro in Basilicata. *Ibid.*, vol. 75, fasc. 1, p. 16-23.
- LUCINI P., MASPERONI L. et SPADA L. (1957). — Dati micropaléontologici sul « Flysch » del versante tirrenico della Basilicata ed osservazioni sulle rocce ignee basiche del M. Cerviero nell'Apennino Calabro-Lucano. *Ibid.*, vol. 76, fasc. 1, p. 67-80.
- QUITZOW (1935). — Der Deckenbau des kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Beitr. geol. westl. Mediterrangebiete*, n° 14 (*Abh. Ges. Wiss. Göttingen*), p. 63-186, 6 pl.
- SIGNORINI R. (1939). — Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino Lucano. *Atti r. Ac. naz. Lincei*, Cl. fis. mat. e nat., ser. 6, vol. 29, p. 558-562.

Quelques directions de courants dans le Buntsandstein de la Sarre et de la Lorraine septentrionale

par Jacques PERRIAUX et Erwin M. MÜLLER*.

Sommaire. — L'étude des stratifications obliques et entrecroisées dans les grès du Buntsandstein (Trias inférieur) de la Sarre et de la Lorraine septentrionale permet de mettre en évidence d'anciens courants de sédimentation de direction W-E et SW-NE.

La méthode est classique et consiste à mesurer la direction et la pente des plans des stratifications obliques ou entrecroisées ; dans les cas où les bancs ont été déformés ou déplacés après leur dépôt, la valeur de ces déplacements (pendage des couches) a également été mesurée afin de pouvoir rétablir les plans de stratification dans leur position originelle ; cette opération s'effectue facilement au moyen du canevas de Wulff.

Nos mesures sont rassemblées en un tableau ; nous les avons groupées d'abord géographiquement en indiquant à quelle feuille topographique de la carte de la France au 50 000^e elles se rapportent, et ensuite par formations : celles-ci sont bien connues par des descriptions antérieures [Müller, 1954 ; Perriaux, 1961].

Pour chaque affleurement cité, nous avons indiqué :

— le nom de la commune sur le territoire de laquelle se trouve l'affleurement mesuré ;

— les coordonnées Lambert (I zone nord pour les feuilles de Waldwisse et de Boulay ; zone nord de guerre pour la feuille de Walschbronn) ;

— dans la colonne réservée à la stratification horizontale, une croix si une telle stratification a été observée ;

— dans la colonne réservée à la stratification oblique, chaque groupe de deux chiffres indique la direction vers laquelle s'incline la ligne de plus

grande pente du plan de stratification et, par conséquent, l'azimut du vecteur représentant le sens du courant ; le deuxième chiffre indique la valeur de la pente du plan de stratification. Ex. : 135/9 signifie un courant du NW vers le SE et le plan de stratification pend de 9° vers le SE ; 315/9 signifie un courant dirigé du SE vers le NW et ayant une pente de 9° vers le NW. Quand plusieurs directions très différentes les unes des autres ont été observées, elles ont été notées et, si l'une d'elles est plus fréquente que les autres, le chiffre qui la représente est en italique ;

— la colonne réservée à la stratification entrecroisée a été conçue suivant les mêmes principes que précédemment.

Ces mesures permettent de déterminer des courants de sédimentation en provenance du Sud, du Sud-Ouest, de l'Ouest et du Nord-Ouest ; les courants de direction SW-NE prédominent nettement sur les autres : ils attestent la réalité du « Gallisches Land » de R. Brinkmann [1926, 1933] et de F. Forche [1935] ; cette « province gauloise » aurait existé à l'emplacement de l'actuel seuil morvano-vosgien [Perriaux, 1961], et tous les matériaux accumulés en Lorraine et en Sarre au cours du Buntsandstein pourraient en provenir.

1. Note présentée à la séance du 18 décembre 1961.

| LOCALITÉS | COORDONNÉES LAMBERT | | STRATIFICATION
HORIZONTALE | STRATIFICATION
OBLIQUE | STRATIFICATION
ENTRECROISÉE |
|--|---------------------|----------|-------------------------------|---------------------------|--------------------------------|
| | <i>x</i> | <i>y</i> | | | |
| 1. GRÈS A VOLTZIA. | | | | | |
| <i>Feuille de Waldwisse</i> | | | | | |
| Bietzen..... | 912,4 | 199,35 | × | | 50/5 |
| Brottdorf..... | 914,65 | 204,9 | × | 30/6 | 60/7 |
| Honzrath..... | 918,6 | 202,0 | × | 98/12 | 90/5 |
| Ihn..... | 910,2 | 189,9 | × | | 38/10-190/6 |
| Rehlingen..... | 914,85 | 195,75 | | 128/4 | |
| <i>Feuille de Boulay</i> | | | | | |
| Felsberg..... | 916,4 | 186,9 | × | 50/10-0/10 | 125/5 |
| Porcelette..... | 913,6 | 170,1 | × | 0/20-55/13-
150/15 | |
| <i>Feuille de Walschbronn</i> | | | | | |
| Bliescastel..... | 464,6 | 270,3 | × | 98/10 | 75/9 |
| Breitfurt..... | 464,7 | 265,4 | × | | |
| 2. COUCHES INTERMÉDIAIRES SUPÉRIEURES. | | | | | |
| <i>Feuille de Waldwisse</i> | | | | | |
| Honzrath..... | 918,6 | 202,0 | | 100/5-150/10 | |
| Kerprich-Hemmersdorf..... | 912,45 | 192,8 | | 20/10 | 80/10 |
| Guisingen..... | 913,3 | 190,95 | | 125/10 | |
| Rehlingen..... | 914,85 | 195,75 | | 54/3 | |
| <i>Feuille de Boulay</i> | | | | | |
| Guerting..... | 912,0 | 174,8 | | 110/15 | |
| Porcelette..... | 913,70 | 170,25 | | 60/20 | |
| <i>Feuille de Walschbronn</i> | | | | | |
| Schwegen..... | 473,3 | 262,7 | | | 90/10 |
| Schwegen..... | 472,9 | 260,8 | × | 110/15 | |
| 3. COUCHES INTERMÉDIAIRES INFÉRIEURES. | | | | | |
| <i>Feuille de Waldwisse</i> | | | | | |
| Honzrath..... | 918,65 | 202,0 | | 135/5 | |
| Ober-Limberg..... | 915,85 | 192,3 | | 180/18 | |
| Beckingen..... | 915,15 | 196,8 | | 14/11 | |
| Haustadt..... | 917,2 | 198,75 | | 90/15-68/11 | |
| <i>Feuille de Boulay</i> | | | | | |
| Berus..... | 917,6 | 182,6 | | 45/20-90/20-
125/20 | |
| Guerting..... | 912,0 | 174,6 | | 90/11 | |
| Porcelette..... | 913,75 | 170,35 | | | 160/13 |
| 4. CONGLOMÉRAT PRINCIPAL. | | | | | |
| <i>Feuille de Waldwisse</i> | | | | | |
| Brottdorf..... | 914,65 | 204,9 | × | 45/3-70/15 | |
| Honzrath..... | 918,7 | 202,0 | | 20/18-285/12 | |
| Wahlen..... | 920,5 | 208,2 | × | 0/20 | |
| Beckingen..... | 915,15 | 196,8 | | 30/10 | |

| LOCALITÉS | COORDONNÉES LAMBERT | | STRATIFICATION
HORIZONTALE | STRATIFICATION
OBLIQUE | STRATIFICATION
ENTRECROISÉE |
|--------------------------------|---------------------|----------|-------------------------------|---------------------------|--------------------------------|
| | <i>x</i> | <i>y</i> | | | |
| 4. CONGLOMÉRAT PRINCIPAL. | | | | | |
| <i>Feuille de Boulay</i> | | | | | |
| Beaumarais | 916,2 | 188,75 | × | 305/8 | 100/25 |
| Berus..... | 917,6 | 183,3 | | 0/6-25/13-
340/13 | |
| Porcellette | 913,9 | 170,4 | | 30/20 | 140/8 |
| <i>Feuille de Walschbronn</i> | | | | | |
| Limbach | 467,3 | 279,25 | | 100/7 | |
| Homburg (Le Schlossberg). | 471,75 | 280,3 | | 65/15-160/5 | 340/10 |
| Einod. | 469,55 | 274,9 | | | 45/10 |
| 5. GRÈS VOSGIEN. | | | | | |
| <i>Feuille de Waldwisse</i> | | | | | |
| Bethingen. | 903,55 | 203,80 | | 32/8-42/23 | |
| | | | | 100/23 | |
| Weiler | 906,3 | 203,75 | | 48/22 | |
| Schwemlingen | 907,65 | 205,2 | | 44/6 | |
| Hilbringen | 910,4 | 201,9 | × | 36/15 | |
| Wahlen | 923,75 | 209,1 | | 35/20 | |
| Ober-Limberg. | 914,7 | 191,85 | × | 170/12 | |
| Pachten | 916,85 | 192,75 | | 140/18-166/8 | |
| | | | | 320/10 | |
| Nieder-Limberg. | 918,05 | 191,15 | × | 0/20-220/10 | |
| Beckingen..... | 917,6 | 195,7 | | 41/15-105/10 | |
| Beckingen. | 917,5 | 195,8 | | 30/15-50/14- | 80/6 |
| | | | | 130/10-310/22- | |
| | | | | 344/15-350/20 | |
| Düppenweiler..... | 920,2 | 199,5 | × | 0/20 | |
| <i>Feuille de Boulay</i> | | | | | |
| Berus..... | 917,6 | 183,3 | | 115/20 | 125/7 |
| Ensdorf..... | 923,2 | 186,3 | | 50/10-110/10- | 300/5 |
| | | | | 0/20-285/15 | |
| Bons. | 925,15 | 184,45 | | 150/20-210/15 | |
| <i>Feuille de Walschbronn</i> | | | | | |
| Nieder-Würzbach | 462,1 | 271,85 | | | 170/23 |
| Lautzkirchen. | 464,1 | 272,4 | | 90/8-130/15 | |
| | | | | 180/20 | |
| Lautzkirchen. | 464,7 | 272,8 | | 0/15-20/5-65/3 | |
| Einöd | 468,95 | 273,4 | × | 135/10 | |
| | | | | | |
| 6. CONGLOMÉRAT INFÉRIEUR. | | | | | |
| <i>Feuille de Boulay</i> | | | | | |
| Ludweiler | 926,25 | 178,85 | | 45/9-117/9 | |

TABLEAU. — Stratifications dans le Buntsandstein.

Bibliographie.

- BRINKMANN R. (1926). — Tektonik und Sedimentation im Triasbecken. *Zeitchr. deut. geol. Ges.*, Bd 78, *Abh.*, p. 52-74.
- (1933). — Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandsteinbecken. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen*, Math-Phys. Kl., Bd IV, p. 1-12.
- FORCHE F. (1935). — Stratigraphie und Paleogeographie des Buntsandsteins im Umkreis der Vogesen. *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*.
- MÜLLER E. M. (1954). — Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. *Ann. Univ. saraviensis*, vol. III, fasc. 3, p. 176-201.
- PERRIAUX J. (1961). — Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Thèse Nancy. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, n° 18, 236 p., 10 pl., 1 carte.

ÉDITIONS

du

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

15, quai Anatole-France, Paris 7^e.

SOLferino 93-39 — C. P. Paris 9061-11.

(Extrait du catalogue général.)

Lexique stratigraphique international, publié sous l'égide du Congrès géologique international par les soins du Comité français de Stratigraphie.

Il comprenait initialement six volumes : « Europe », « U.R.S.S. », « Asie », « Afrique », « Amérique latine », « Océanie », il en comptera deux supplémentaires : « Amérique du Nord » et « Termes stratigraphiques majeurs ».

Ensemble comprenant les volumes « Europe », « U. R. S. S. », « Asie », « Afrique », « Amérique latine » et « Océanie » 580,00 NF

| | | | |
|------------------------|-----------|-------------------------------|----------|
| Vol. « Europe »..... | 210,00 NF | Vol. « Afrique »..... | 52,50 » |
| Vol. « U.R.S.S. »..... | 75,00 » | Vol. « Amérique latine »..... | 87,50 » |
| Vol. « Asie »..... | 87,50 » | Vol. « Océanie »..... | 105,00 » |

Les fascicules complémentaires « Bornéo » et « Madagascar » ne figurent pas dans la souscription ; les fascicules de chaque volume se vendent séparément, liste et prix sur demande.

Structure géologique de l'U.R.S.S. : ouvrage collectif sous la direction de A. P. MARKOVSKY.

Vol. I : STRATIGRAPHIE.

| | |
|---------------------------------------|---------|
| Fasc. I. Généralités, géomorphologie. | 3,00 NF |
| — II. Précambrien..... | 4,50 » |
| — III. Paléozoïque..... | 13,00 » |
| — IV. Mésozoïque..... | 6,00 » |
| — V. Cénozoïque..... | 3,50 » |
| — VI. Quaternaire..... | 3,00 » |

Carte géomorphologique de l'U.R.S.S.
au 1 000 000^e..... 2,40 »

Carte géologique en couleurs au
7 500 000^e en deux feuilles sous
pochette qui accompagne le livre. 35,00 NF

Vol. II : MAGMATISME.

| | |
|-----------------------------------|---------|
| Fasc. I. Précambrien..... | 5,50 » |
| — II. Paléozoïque inférieur..... | 5,30 » |
| — III. Paléozoïque supérieur..... | 10,00 » |
| — IV. Mésozoïque et Cénozoïque.. | 8,00 » |

Vol. III : TECTONIQUE (sous presse).

Lexique pétrographique des charbons : publié sous l'égide du Comité international de pétrologie des charbons.

Lexique publié sous forme de cartothèque. Chaque terme fait l'objet d'une fiche individuelle portant le nom de son auteur et la référence bibliographique correspondante, la liste des synonymes et des termes analogues, la description du constituant pétrographique considéré et ses propriétés, son mode de gisement et son importance pratique ; ensemble présenté sous reliure pellicor à feuillets mobiles, in-8^o coq.

Édition 1957, rédigée en français, allemand ou anglais, chaque édition 15,00 NF

BORDET P. — Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Makalu, avec cartes. 80,00 »
sans cartes. 60,00 »

CHRISTOPHE MICHEL-LÉVY M^{me}. — Tableaux des minéraux des roches..... 12,00 »

TABLE DES MATIÈRES

TOME III, N° 6

| | Pages |
|--|-------|
| A. Caire. — Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile (6 fig.)..... | 545 |
| R. Truillet. — Remarques stratigraphiques et tectoniques sur la région de Novara di Sicilia (monts Péloritains, Sicile) (2 fig.)..... | 559 |
| G. Duée. — Contribution à l'étude géologique de la chaîne calcaire des monts Péloritains (zone de Militello-Tortorici), Sicile nord-orientale (4 fig.)..... | 568 |
| J.-P. Michel. — Contribution de la sédimentologie à la stratigraphie de l'Éocène inférieur dans le Sud-Est du bassin Parisien (8 fig.)..... | 580 |
| J.-Cl. Fischer. — Sur les divisions du Dogger dans la vallée de la Creuse (Indre). Corrélation avec le Sud-Est du bassin Parisien (2 fig.)..... | 588 |
| A. Foucault. — Note préliminaire sur la tectonique de la région de Castril (province de Grenade, Espagne) (1 fig.)..... | 599 |
| J.-Cl. Bousquet. — Position des diabases-porphyrites dans la région de Cetraro-Intavolata et de Sangineto (Calabre, Italie méridionale) (4 fig.)..... | 603 |
| Cl. Grandjacquet. — Aperçu morphotectonique et paléogéographique du domaine calabro-lucanien (Italie méridionale) (3 fig.)..... | 610 |
| L. Glangeaud, Cl. Grandjacquet, J.-Cl. Bousquet et Cl. Afchain. — Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie méridionale (Italie) (2 fig.)..... | 619 |
| J. Perriaux et E. M. Müller. — Quelques directions de courants dans le Buntsandstein de la Sarre et de la Lorraine septentrionale..... | 625 |

La gérante de la Soc. géol. : M. ODIER.